



Universidade de Aveiro Departamento de Física  
2006

**Victor Manuel Martins  
Soares Prior**

**Estrutura Termomecânica Da Baixa Troposfera  
Associada ao Regime de Brisas em Portugal**



**Victor Manuel Martins  
Soares Prior**

**Estrutura Termomecânica Da Baixa Troposfera  
Associada ao Regime de Brisas em Portugal**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Física, realizada sob a orientação científica da Professora Doutora Maria de Los Dolores Josefa Manso Orgaz e co-orientação do Professor Doutor José Fortes do Nascimento Lopes.



## **Dedicatória**

À memória do meu filho Gonçalo (1994 – 2002)

## **o júri**

presidente

Doutora Nilza Maria Vilhena Nunes da Costa  
Professora Catedrática da Universidade de Aveiro  
Departamento de Didáctica e Tecnologia Educativa - Universidade de Aveiro

vogais

Doutor Carlos Borrego  
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro  
Departamento de Ambiente e Ordenamento - Universidade de Aveiro

Doutor Moises Egidio Manzano  
Professor Catedrático da Universidad Salamanca (Espanha)  
Departamento de Física General y de la Atmosfera - Universidad Salamanca

Doutora Maria de Los Dolores Manso Orgaz (orientadora)  
Professora Associada do Departamento de Física - Universidade de Aveiro

Doutor José Fortes do Nascimento Lopes (co-orientador)  
Professor Auxiliar do Departamento de Física - Universidade de Aveiro

Doutor António Pedro Viterbo de Sousa Azevedo  
Meteorologista Assessor Principal e Investigador - Instituto de Meteorologia

Doutor Yoshihiro Yamasaki  
Professor Auxiliar do Departamento de Meteorologia  
Universidade Federal de Pelotas - Rio Grande do Sul (Brasil)

## **agradecimentos**

Quero agradecer ao Instituto de Meteorologia a oportunidade que me foi dada em particular através do Professor Renato Antero da Costa Carvalho, recentemente falecido, um grande colega e amigo de quem guardo excelentes recordações profissionais e com quem convivi e trabalhei durante quase duas décadas e que ao longo desse tempo me deu todo o apoio e motivação indispensáveis no planeamento, preparação e execução de mais de uma dezena de campanhas meteorológicas, de norte a sul de Portugal Continental e na forma pedagógica da transmissão dos seus conhecimentos profissionais, técnicos, científicos e gerais e a disponibilidade incansável que sempre se prestou a oferecer na interpretação da informação meteorológica e na revisão da versão provisória desta tese, já depois de aposentado. Fazia parte dos seus projectos ver este trabalho concluído.

Agradeço a todos os colegas e amigos, alguns deles que só recentemente conheci mas de quem tinha as melhores referências profissionais e humanas e que apoiaram a preparação final do trabalho.

Em particular quero agradecer ao meu colega e amigo Luís Filipe Nunes com quem durante 20 anos reparti a mesma sala, com profissionalismo e amizade.

Os meus agradecimentos à Professora Doutora Maria Dolores Orgaz Manso e ao Professor Doutor José Fortes do Nascimento Lopes por terem aceite a minha vontade em realizar este trabalho e ainda mais pelo apoio que me deram para que não desistisse e, à Universidade de Aveiro por ter aceite a minha matrícula.

Os meus agradecimentos aos meus pais e à minha irmã pelo esforço permanente e continuado que desde sempre me dedicaram, em especial nos últimos quatro anos e para quem não tenho palavras suficiente para classificar.

Ao meu filho Rafael agradeço a força que me tem dado, a coragem e paciência que tem tido no dia-a-dia e do esforço escolar que tem feito, do qual tenho o maior orgulho.

**Palavras-chave**

meteorologia, observação meteorológica, brisas costeiras, modelação

**resumo**

O conhecimento científico do território, o planeamento da sua utilização sustentável e o apoio às actividades sócio-económicas, designadamente dos pontos de vista agrícola, industrial e turístico, torna indispensável melhorar o conhecimento e o estudo detalhado das circulações atmosféricas nas escalas local e regional, nomeadamente nas regiões costeiras de Portugal Continental, uma vez que mais de 70% da população e parte significativa das referidas actividades estão concentradas numa faixa de 30 a 40 km ao longo da costa e ainda porque mais de 90% das emissões gasosas são emitidas nesta região.

Este domínio científico que se integra em estudos da estrutura termomecânica da baixa troposfera tem constituído ao longo das duas últimas décadas, em particular entre 1986 e 2000, interesse técnico e científico do Instituto de Meteorologia e de diferentes grupos científicos no âmbito da execução de projectos nacionais e internacionais pelo que tem vindo desde os finais dos anos 80 a executar vários programas de observação meteorológica à superfície e na baixa troposfera, utilizando equipamentos específicos.

No sentido de disponibilizar uma contribuição científica de natureza essencialmente observacional das circulações atmosféricas na baixa troposfera, apresentam-se resultados de programas observacionais seleccionados e de estudos realizados, particularmente para a caracterização das brisas costeiras, as quais constituem um fenómeno meteorológico tipicamente presente e persistente em Portugal Continental, em particular no período de Maio a Setembro e constitui, por isso, motivo de estudo continuado para melhorar a sua compreensão e influência no clima destas regiões.

Considera-se que a interpretação dos resultados observacionais associadas às situações meteorológicas típicas e do clima de Portugal Continental constituem ferramenta primária para a compreensão dos mecanismos que interagem na circulação atmosférica local e regional considerando-se que os resultados são de interesse na gestão do território tanto do ponto de vista rural como do ponto de vista urbano. Para apoiar e melhorar a compreensão relativa aos resultados observacionais e dos mecanismos associados, apresentam-se resultados de simulações com os modelos Topographic Vorticity Mesoscale Model (TVM) e 5<sup>th</sup> Generation Mesoscale Model (MM5).

**Keywords**

meteorology, meteorological observations, coastal breezes, modelization

**abstract**

The scientific knowledge of the territory and planning of its sustainable use to support the social and economic activities, especially for some activities such as agriculture, industry and tourism became essential to improve not only the knowledge but also to develop a detailed studies of the atmospheric circulations at both local and regional scales. This is particularly important in the Portuguese coastal zone mainly due to the concentration of the population, over 70% in a 30 to 40 km strip along the shorelines. This is also where more than 90% of gas emissions occur.

The branch of the atmosphere science which integrates the low troposphere thermo-mechanical structure constitute during the last two decades, particularly from 1986 to 2000, a technical and scientific interest of the Portuguese Meteorological Institute and other research groups in the scope of several national and international projects; since the end of 80's, several meteorological observations programmes in the surface and in the lower troposphere have been proposed and conducted using specific observational equipments during field campaigns.

The results of selected observational programmes and studies, conducted in Portugal are presented in order to provide a particular scientific contribution for the characterization of coastal circulation and sea breezes. These meteorological events, which are typically present and persistent in Portuguese mainland from May to September, are subject to continuous studies aiming to a better understanding of its physical mechanisms, which could lead to improved modelling and forecasts.

The results of the observational data analysis and interpretations, which have been considered as typical weather conditions and the continental climate features of Portugal, are the primary tools to understand the interacting mechanisms in the local and regional atmospheric circulation.

The conclusions are of interest for the management of the territory, on both rural and urban approaches. To support and improve the understanding of the observational analysis, and the associated physical mechanisms, the simulation results of the Topographic Vorticity Mesoscale Model (TVM) and 5<sup>th</sup> Generation Mesoscale Model (MM5) are included.

## Palabras-clave

Meteorología, observaciones meteorológicas, brisas costeras, modelos

## Resumen

Es indispensable para mejorar el conocimiento y el estudio detallado de las circulaciones atmosféricas en las escalas local y regional, sobre todo en las regiones costeras de Portugal. El conocimiento científico del territorio, la planificación de su utilización sostenible y el apoyo a las actividades socio-económicas, sobre todo desde el punto de vista agrícola, industrial y turístico, una vez que más de 70% de la población y parte significativa de las referidas actividades están concentradas en una franja de 30 a 40 km a lo largo de la costa y también porque más del 90% de las emisiones gaseosas son emitidas en esta región.

El período de estudio de la estructura termo-mecánica de la baja troposfera se encuentra integrado a largo de las dos últimas décadas, en particular entre 1986 y 2000, motivado por el interés técnico y científico del Instituto de Meteorología y de diferentes grupos científicos en la línea de poder realizar algunos proyectos nacionales e internacionales ejecutados desde finales de los años 80 y también por los varios programas de observación meteorológica de superficie y en la baja troposfera, utilizando para eso instrumentos específicos.

Con el propósito de poner a disposición de los interesados una contribución científica de naturaleza básica con observaciones de la circulación atmosférica en la baja troposfera, se pretende en este trabajo analizar los resultados de los programas de observaciones seleccionados en nuestro objetivo particular, de caracterizar las brisas costeras, que son un fenómeno meteorológico típicamente presente y persistente en Portugal Continental, en particular en el período de mayo a septiembre y también, porque constituye, un motivo de estudio continuado para mejorar y comprender la influencia en el clima de estas regiones.

Se considera que la interpretación de los resultados de observaciones asociadas a las situaciones meteorológicas típicas y del clima de Portugal constituyen una herramienta primaria para la comprensión de los mecanismos que interactúan en la circulación atmosférica local y regional considerándose que los resultados son de interés en la gestión del territorio tanto desde el punto de vista rural como del punto de vista urbano. Para apoyar y mejorar la comprensión relativa a los resultados de las observaciones y de los mecanismos asociados, se presentan los resultados de simulaciones con los modelos Topographic Vorticity Mesoscale Model (TVM) y 5<sup>th</sup> Generation Mesoscale Model (MM5) en las diferentes regiones y tiempos donde realizaron las experiencias.

## Mots-clés

météorologie, observation météorologique, brises côtières, modélisation

## Résumé

La connaissance scientifique du territoire, avec son plan de gestion et le soutien apporté aux activités sociales et économiques dans les domaines agricole, industriel ou touristique, est un élément indispensable pour étudier et mieux connaître la circulation atmosphérique aux échelles locales et régionales.

Au Portugal, cette question touche particulièrement la bande côtière de 30 à 40 km de large qui concentre à elle seule plus de 70% de la population et une grande partie des activités, se traduisant notamment par 90% des émissions de gaz.

Depuis deux décennies, en particulier entre 1986 et 2000, les équipes techniques et scientifiques de l'Institut de Météorologie ont mené dans cette région plusieurs programmes d'observation météorologique dans le cadre de projets nationaux et internationaux. Des équipements scientifiques spécifiques ont été installés pour étudier la structure thermodynamique en surface et dans la basse troposphère.

L'objet de cette étude est de présenter une contribution scientifique basée essentiellement sur l'observation de la circulation atmosphérique dans la basse troposphère. Plus précisément, on a sélectionné les résultats visant à caractériser les brises côtières. Ces dernières constituent un phénomène météorologique propre aux régions littorales et continentales du Portugal. Particulièrement présentes et persistantes entre mai et septembre, elles justifient une étude approfondie visant à mieux comprendre leur influence sur le climat régional.

Cette étude s'appuie sur l'interprétation des résultats d'observations liées aux situations météorologiques les plus typiques du climat portugais. La base qu'elles constituent a permis d'étudier les mécanismes de la circulation atmosphérique locale et régionale et d'en tirer les conclusions qui concernent directement la gestion du territoire en milieu rural et urbain. En complément de cette étude, les résultats de simulations avec les modèles TVM (Topographic Vorticity Mesoscale Model) et MM5 (5th Generation Mesoscale Model) ont permis d'affiner l'interprétation des observations sur le terrain et de mieux comprendre les mécanismes qui leur sont associés.

# ÍNDICE

## Capítulo I

### Notas sobre o Clima de Portugal Continental e Termomecânica da Baixa Troposfera

1.1	-	Introdução	1
1.2	-	Massas de ar e notas sobre o clima de Portugal Continental	3
1.2.1	-	Massas de ar em Portugal Continental	3
1.2.2	-	Notas sobre o clima de Portugal Continental	4
1.2.2.1	-	Temperatura do ar à superfície	5
1.2.2.2	-	Vento à superfície	7
1.2.2.3	-	Quantidade de precipitação	8
1.2.2.4	-	Insolação anual	10
1.2.2.5	-	Temperatura da água do mar e regime do vento à superfície	11
1.2.2.6	-	Estrutura térmica na baixa troposfera na região centro oeste de Portugal Continental	17
1.2.2.7	-	Regime do vento na baixa troposfera na região centro oeste de Portugal Continental	19
1.3	-	Estados da atmosfera e da sua evolução	23
1.3.1	-	Perfil da temperatura do ar na baixa troposfera	25
1.3.2	-	Perfil do vento na baixa troposfera	27
1.4	-	Nota histórica sobre brisas costeiras	28
1.5	-	Definição e formação das brisas	30

## Capítulo II

### Modelos Meteorológicos de Mesoscala

2.1	-	Modelo “Topographic Vorticity-mode Mesoscale Model (TVM)”	32
2.1.1	-	Equações do modelo	32
2.1.2	-	Equações fronteira	40
2.2	-	Modelo MM5 (5 <sup>th</sup> Generation Mesoscale Model)	41
2.2.1	-	Equações do modelo	42
2.2.2	-	Esquemas de parametrização	44
2.2.3	-	Condições fronteira horizontais	46

## Capítulo III

### Equipamentos e programas observacionais em campanhas

3.1	-	Locais de observação em campanhas	47
3.2	-	Equipamentos e instrumentos de observação meteorológica utilizados em campanhas	49
3.3	-	Programas observacionais	52
3.3.1	-	Observações de superfície	52
3.3.2	-	Sondagens da temperatura e humidade relativa do ar	53



3.3.3	- Sondagens do vento	53
3.3.4	- Observações com balão cativo	53
3.3.5	- Observações com Sodar e Echosonde	54

## Capítulo IV

### Campanhas meteorológicas

4.1	- Campanha meteorológica no Pego / Abrantes	55
4.1.1	- Situações meteorológicas e suas características	56
4.1.2	- Condições meteorológicas à superfície	56
4.1.2.1	- Temperatura e humidade relativa do ar à superfície	56
4.1.2.2	- Rumo e intensidade do vento à superfície	58
4.1.2.3	- Radiação solar global	59
4.1.2.4	- Temperatura do solo	59
4.1.3	- Perfis da temperatura do ar	59
4.1.4	- Espessura da camada de mistura	61
4.1.5	- Distribuição de frequências do vento na baixa troposfera	62
4.1.6	- Representatividade do período da campanha e conclusões	64
4.2	- Campanha meteorológica em Leirosa / Figueira da Foz	66
4.2.1	- Situações meteorológicas e suas características	66
4.2.2	- Condições meteorológicas à superfície	67
4.2.2.1	- Temperatura e humidade relativa do ar à superfície	67
4.2.2.2	- Rumo e intensidade do vento à superfície	68
4.2.3	- Regime do vento na baixa troposfera	70
4.2.4	- Estrutura térmica da baixa troposfera	72
4.2.5	- Representatividade do período da campanha e conclusões	74
4.3	- Campanha meteorológica em Sines / Cabo	76
4.3.1	- Temperatura e humidade relativa do ar e vento à superfície	76
4.3.2	- Perfis verticais da temperatura do ar	78
4.3.3	- Perfis verticais do vento	79
4.4	- Campanha meteorológica na Tapada do Outeiro / Gondomar	80
4.4.1	- Situações meteorológicas e suas características	80
4.4.2	- Condições meteorológicas à superfície	81
4.4.2.1	- Pressão atmosférica à superfície	81
4.4.2.2	- Temperatura e humidade relativa do ar à superfície	81
4.4.2.3	- Rumo e intensidade do vento à superfície	83
4.4.2.4	- Visibilidade horizontal, nebulosidade, insolação e precipitação	84
4.4.3	- Estrutura termomecânica da baixa troposfera na Tapada do Outeiro / Gondomar	84
4.4.3.1	- Estrutura térmica da baixa troposfera	84
4.4.3.2	- Regime do vento na baixa troposfera	87
4.4.4	- Representatividade do período da campanha e conclusões	89
4.5	- Campanha no sotavento do Algarve (Olhão e Estói)	91
4.5.1	- Temperatura e humidade relativa do ar à superfície	91
4.5.2	- Vento à superfície	92
4.5.3	- Perfis verticais da temperatura do ar	94
4.5.4	- Perfis verticais do vento	96
4.5.5	- Conclusões	99
4.6	- Campanha em Lisboa, Évora e Neves Corvo	100
4.6.1	- Estado do tempo em Portugal Continental no período da campanha	101
4.6.2	- Temperatura e humidade relativa do ar à superfície	101
4.6.3	- Rumo e intensidade do vento à superfície	102
4.6.4	- Perfis verticais do vento e da temperatura do ar em altitude	104

## Capítulo V

### Simulações com TVM

5.1	- Região e dia seleccionado	105
5.2	- Estado do tempo em Portugal Continental	107
5.3	- Parâmetros de inicialização do modelo	109
5.4	- Resultados das simulações com TVM e comparação com os resultados das observações	111
5.4.1	- Campo do vento à superfície	111
5.4.2	- Temperatura do ar à superfície	114
5.4.3	- Rumo e intensidade do vento	115
5.4.4	- Perfis verticais da temperatura do ar	117
5.4.5	- Perfis verticais do vento	118
5.5	- Conclusões	119

## Capítulo VI

### Simulações com MM5

6.1	- Resultados de simulações no Pego / Abrantes	121
6.1.1	- Temperatura e humidade relativa do ar à superfície	121
6.1.2	- Componentes u e v do vento à superfície	122
6.1.3	- Perfis verticais da temperatura do ar e vento	123
6.1.4	- Campo do vento e da temperatura do ar à superfície	124
6.1.5	- Perfis verticais W-E do vento e da temperatura do ar à latitude do Pego	126
6.1.6	- Perfis verticais N-S do vento e da temperatura do ar à longitude do Pego	129
6.2	- Resultados de simulações em Leirosa / Figueira da Foz e Sines	132
6.2.1	- Resultados de simulações em Leirosa	132
6.2.1.1	- Temperatura do ar e vento à superfície	132
6.2.1.2	- Campo do vento à superfície	133
6.2.1.3	- Perfis verticais W-E do vento e da temperatura do ar à latitude de Leirosa	134
6.2.1.4	- Perfis verticais N-S do vento e da temperatura do ar à longitude de Leirosa	137
6.2.2	- Resultados das simulações em Sines	141
6.2.2.1	- Temperatura e humidade relativa do ar à superfície	141
6.2.2.2	- Campo do vento e da temperatura do ar à superfície	143
6.2.2.3	- Perfis verticais N-S do vento e da temperatura do ar à longitude de Sines	146
6.2.2.4	- Perfis verticais W-E do vento e da temperatura do ar à latitude de Sines	148
6.3	- Resultados das simulações na Tapada do Outeiro / Gondomar	151
6.3.1	- Temperatura e humidade relativa do ar à superfície	151
6.3.2	- Vento à superfície	152
6.3.3	- Perfis verticais da temperatura do ar	154
6.3.4	- Campos do vento e da temperatura do ar à superfície	155
6.3.5	- Perfis verticais W-E e N-S do vento e da temperatura do ar	157
6.4	- Resultados das simulações em Lisboa, Évora e Neves Corvo	159
6.4.1	- Pressão atmosférica, temperatura e humidade relativa do ar do ar e vento à superfície	159
6.4.2	- Campo do vento e da temperatura do ar à superfície	164
6.4.3	- Perfis verticais do vento e da temperatura do ar à latitude de Lisboa	166
6.4.4	- Perfis verticais do vento e da temperatura do ar à longitude de Lisboa	168
6.5	- Resultados das simulações no sotavento do Algarve (Olhão e Estói)	171
6.5.1	- Temperatura do ar e vento à superfície	171
6.5.2	- Componentes u e v do vento	171
6.5.3	- Campo do vento e da temperatura do ar à superfície	172

6.5.4	- Perfis verticais W-E do vento e da temperatura do ar	176
6.5.5	- Perfis verticais N-S do vento e da temperatura do ar	179

## **Capítulo VII**

### **Resumo e conclusões**

Resumo e conclusões	183
Anexos	189
Bibliografia	203

---

## Capítulo I

### Notas sobre o Clima de Portugal Continental e Termomecânica da Baixa Troposfera

#### 1.1 Introdução

O planeamento da ocupação espacial do território Continental, a sua utilização sustentável em particular no que diz respeito às actividades sócio-económicas designadamente dos pontos de vista agrícola, industrial e turístico, exigem o conhecimento científico em vários domínios com especial relevo para a baixa troposfera que inclui a camada limite da atmosfera onde se desenvolvem a maioria das actividades humanas.

Assim, a contribuição para o conhecimento científico da circulação atmosférica às escalas local e regional, baseada essencialmente em observações obtidas em campanhas meteorológicas, nomeadamente nas regiões costeiras de Portugal Continental, uma vez que mais de 70% da população e das actividades referidas estão concentradas numa faixa de 30 a 40 km ao longo da linha de costa e ainda, mais de 90% das emissões gasosas são emitidas nesta região.

A execução de campanhas meteorológicas da baixa troposfera com programas observacionais adequados e equipamentos específicos possibilita a recolha de informações meteorológicas que permitem caracterizar as estruturas térmica e dinâmica, desde a superfície até cerca de 3000 m, nos domínios espaço - temporal, em especial no que se refere à distribuição do vento e da temperatura do ar em altitude. As análises das informações recolhidas nestas campanhas permitem obter conhecimentos detalhados, em particular nos locais com observações intensivas, sobre a extensão e o regime das brisas costeiras, assim como sobre a ocorrência de inversões da temperatura do ar em altitude e as suas características associadas a efeitos radiativos e de subsidência bem como os campos do movimento que lhes estão associados.

---

Além das análises das informações meteorológicas que foi possível recolher, apresentam-se, igualmente, resultados de simulações obtidas com os modelos Topographic Vorticity Mesoscale Model (TVM) e 5<sup>th</sup> Generation Mesoscale Model (MM5), que são comparados com os resultados das observações.

O Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (1976-1992) (INMG), agora Instituto de Meteorologia (IM), tem vindo desde os finais dos anos 80 a executar vários programas experimentais de observação meteorológica à superfície e na baixa troposfera, também, por vezes, designados por campanhas meteorológicas, os quais permitiram aumentar o conhecimento científico das estruturas térmica e dinâmica da baixa troposfera associadas a situações meteorológicas típicas nas regiões costeiras, utilizando para isso metodologias, equipamentos e instrumentos específicos de observação meteorológica à superfície e em altitude. Os programas experimentais executados e os resultados obtidos que se apresentam enquadram-se no âmbito da execução de diferentes projectos nacionais e internacionais.

Assim, utilizam-se os resultados das análises que foram consideradas mais representativas e conclusões, particularmente nas regiões costeiras, com vista à caracterização das circulações atmosféricas na baixa troposfera, com destaque para as brisas costeiras.

As brisas constituem um fenómeno meteorológico de mesoscala que se faz sentir nas regiões costeiras de Portugal Continental com maior intensidade a partir da primavera e durante o verão e são de importância relevante na caracterização e modulação do clima local nas regiões costeiras com destaque para o transporte e dispersão de poluentes atmosféricos, sendo por isso de interesse significativo estudar, com o detalhe possível, o seu regime, intensidade e extensão. Este fenómeno meteorológico costeiro terá também grande relevância no que se refere à propagação, combate e extinção de fogos florestais, designadamente entre Maio e Setembro, considerando que uma das características associadas ao estabelecimento e fim das brisas é a súbita mudança de rumo do vento na camada limite da troposfera, a qual poderá condicionar e surpreender actividades e operações de combate a incêndios florestais, resultando sempre em danos materiais e por vezes humanos consideráveis, contribuindo para o aumento de áreas queimadas ou para que o fumo e as cinzas emitidas se propaguem mais rapidamente e em direcções não previstas e que ameaçam a segurança das populações. Também os níveis da poluição do ar por elevadas concentrações de ozono à superfície, em particular no verão e com condições sinóticas favoráveis, aumentam, como resultado das reacções químicas que são favorecidas em dias quentes e extremamente quentes, temperaturas do ar superiores a 40°C e também à formação associada às grandes quantidades de poluentes emitidos durante fogos florestais.

As circulações atmosféricas características das regiões costeiras são tema de grande relevância devido às implicações que deles podem ocorrer e do qual importa, de alguma forma, tentar antecipar, ou mesmo prever, situações típicas de risco de incêndio e de picos de poluição atmosférica, em particular as concentrações de ozono e partículas à superfície.

Com efeito, a circulação atmosférica e a estrutura térmica da baixa troposfera nas regiões costeiras são factores determinantes que condicionam localmente o estado do tempo, o regime do transporte de poluentes atmosféricos e as condições de dispersão dos poluentes atmosféricos, em particular entre Maio e Setembro.

---

## 1.2 Massas de ar e notas sobre o clima de Portugal Continental

### 1.2.1 Massas de ar em Portugal Continental

O conhecimento das características dos diferentes tipos de massas de ar que atingem o território de Portugal Continental e das situações sinópticas típicas com as quais cada uma delas ocorre é fundamental na análise das situações meteorológicas em tempo real e na previsão do estado do tempo no território. Com efeito, as condições meteorológicas locais e regionais são determinadas pela dinâmica das circulações atmosféricas e pelas propriedades da massa de ar nesse local e resultam de propriedades adquiridas pela massa de ar na região de origem e posteriormente alteradas pela acção de todos os factores encontrados no seu trajecto, desde a origem até ao local de observação. Daqui resulta muitas vezes que, embora as situações sinópticas sejam aparentemente idênticas, as condições meteorológicas correspondentes são diferentes porque não só as dinâmicas da atmosfera são diversas, mas também as massas de ar tiveram origens diferentes ou, tendo tido a mesma origem, sofreram alterações diferentes no trajecto até ao local onde se encontram.

O estudo pormenorizado das massas de ar em Portugal Continental não é fácil tendo em conta que o território, situado na região sudoeste da Península Ibérica, sofre a influência de factores fisiográficos de dois grandes continentes, a Europa e a África, de um vasto oceano, o Atlântico Norte e, em menor escala, de um grande mar interior, o Mediterrâneo; por outro lado, as grandes distâncias que o separam das regiões de origem da maioria das massas de ar que o invadem determinam nelas grandes alterações, com aquisição de propriedades que se podem considerar regionais. Acresce ainda que a rede de estações de radiossondagem na região em que se inclui o território de Portugal Continental, integrada na rede Ibérica é

perfeitamente adequada para o estudo e identificação das massas de ar e Portugal Continental.

Os principais tipos de massas de ar que influenciam as condições meteorológicas em Portugal Continental são as massas de ar polar e tropical, continental e marítimo, originados ou modificados pelos continentes europeu e africano e oceano Atlântico, cujas trajectórias médias estão indicadas na Fig. 1.1. Atendendo à distância a que se encontram as regiões de origem das massas de ar ártico, e à natureza da superfície terrestre que elas têm de percorrer, é muito rara a ocorrência deste tipo de massas de ar em Portugal Continental. Com efeito, se uma massa de ar ártico atingir a França, como a sua espessura é pequena, da ordem dos 2000 m, ela será bloqueada no seu avanço

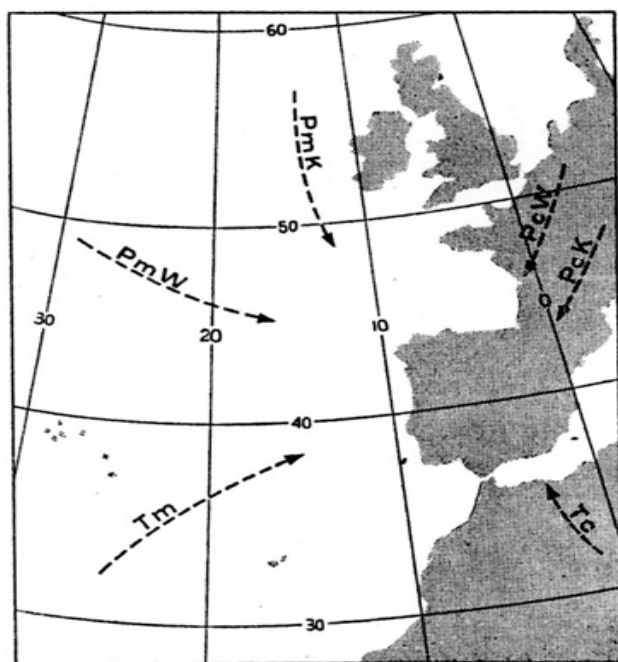


Fig. 1.1 Trajectórias dos principais tipos de massas de ar que influenciam as condições meteorológicas em Portugal Continental (Santos'74).

para sudoeste pelos Pirinéus, que actuam assim como barreira às vagas de ar frio. Se esta massa de ar passar para a Península Ibérica através dos Pirinéus, do Golfo da Gasconha e dos montes Cantábricos, com altitudes da ordem de 2500 m, ou do Golfo de Leão onde a temperatura da água do mar à superfície é relativamente alta, as suas características serão profundamente alteradas pela subida daqueles obstáculos, com perdas significativas de vapor de água. A subida daqueles obstáculos, seguida de descida com aquecimento por subsidência tornam a massa de ar mais quente e húmida se o percurso for marítimo e mais seca no caso do percurso ser continental. A massa de ar fica então com características semelhantes às do ar polar continental ou polar marítimo, respectivamente, embora às vezes pouco acentuada, no segundo caso. As massas de ar nem sempre apresentam propriedades nitidamente distintas, sendo variáveis com a época do ano e com a situação sinóptica. As massas de ar polar apresentam, por vezes, diferenças tão grandes que a sua identificação se torna difícil, obrigando a considerar tipos de transição, com propriedades intermédias entre o ar polar e o ar tropical, quer continental quer marítimo, conforme a situação sinóptica. As massas de ar tropical marítimo e continental, cujas regiões de origem estão mais próximas de Portugal Continental, são as menos modificadas e as mais fáceis de identificar quando directas; mas também apresentam, em certas situações sinópticas, propriedades que correspondem à transição de um tipo para outro.

### **1.2.2 Notas sobre o clima de Portugal Continental**

A informação climatológica sobre Portugal Continental, que se apresenta foi essencialmente extraída de vária informação do Centro de Documentação do Instituto de Meteorologia, designadamente dos Fascículos sobre o clima das diferentes regiões de Portugal Continental, os quais se apresentam referenciados na bibliografia.

Portugal localiza-se na transição da zona sub-tropical para as latitudes médias, entre 37° e 42° de latitude norte, no extremo sudoeste da Europa e a noroeste do Norte de África. Assim, sofre influência dos anticlones sub-tropicais durante todo o ano, das depressões de origem térmica que se formam na Península Ibérica e do Norte de África durante o verão e dos sistemas transientes (depressões frontais, anticlones baroclínicos e superfícies frontais) durante o inverno e com menor frequência nas épocas de transição. As massas de ar mais frequentes são tropical marítimo subsidente, com frequências que variam entre 45% a 60% e polar marítimo subsidente entre 35% e 45%. As massas de ar continental são pouco frequentes, embora as de origem polar sejam importantes no inverno, em especial no norte e as de origem tropical sejam mais significativas no verão no sul de Portugal. As massas de ar ártico, como referido anteriormente, só raramente ocorrem em especial no norte de Portugal Continental e em regra com alterações significativas.

Do ponto de vista fisiográfico deve salientar-se a importância das cadeias orográficas e da sua orientação, da proximidade do oceano Atlântico e da orientação da linha de costa que influenciam regionalmente o clima e ainda a topografia que, através da exposição, determina variantes locais dos climas, como se verificam particularmente no Alto Douro, nas vertentes da Serra de Sintra e no litoral do Algarve.

Deve ainda salientar-se a importância da natureza da superfície do globo terrestre e das características do seu revestimento, quer nas suas trocas de energia com a atmosfera (radiação,

---

entalpia, calor latente, etc.), quer na modulação do campo do vento e da temperatura do ar na camada limite atmosférica.

### 1.2.2.1 Temperatura do ar à superfície

A temperatura média anual do ar à superfície em Portugal Continental, representada graficamente na Fig. 1.2, aumenta de norte para sul e de oeste para leste em consequência do efeito de latitude no primeiro caso, a que se sobrepõe ainda o efeito de altitude, enquanto no segundo caso resulta do aumento da distância ao oceano que tem efeito moderador significativo e que se manifesta pelas amplitudes de variação anual e da variação diária da temperatura do ar à superfície.

Nas Fig. 1.3 e 1.4 estão representados os valores médios anuais das temperaturas máxima e mínima do ar à superfície, no período 1961 - 1990.

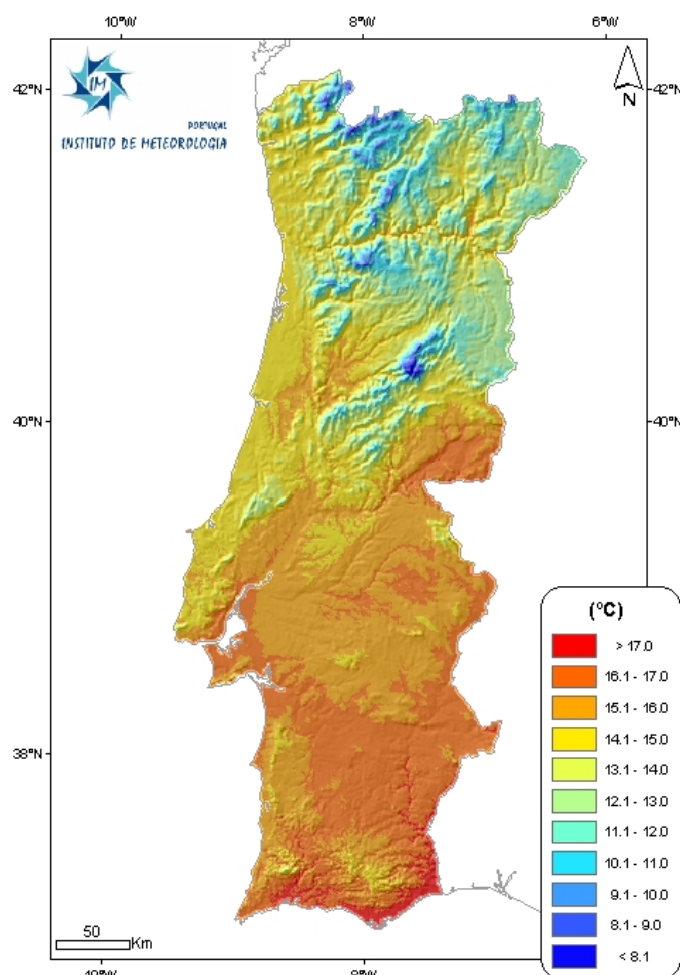


Fig. 1.2 Temperatura média anual do ar à superfície (°C)  
(Normais climatológicas 1961 - 1990)

Os valores extremos da temperatura máxima diária do ar à superfície, que variam entre 40 e 45°C, ocorrem na parte leste do Baixo Alentejo e também nas terras quentes do Alto Douro e estão em regra associadas a situações em que ocorre massa de ar tropical continental subsidente, sendo mais frequentes nos meses de Julho e Agosto. Os valores diários absolutos mais baixos da temperatura do ar, que variam entre -15 e -10°C ocorrem nas terras mais altas das regiões montanhosas do centro de Portugal, designadamente na Serra da Estrela e no Norte de Portugal Continental, em Trás-os-Montes, e estão associadas a invasões de massas de ar ártico ou Polar continental que são mais frequentes nos meses de Janeiro e Fevereiro. Reconhece-se ainda que é nessas regiões que ocorrem os menores valores da temperatura do ar, que se verificam também as maiores amplitudes quer da variação diária quer da variação anual da temperatura do ar à superfície, que resultam da grande intensidade dos fenómenos radiativos.



A temperatura média no ano varia desde 7,5°C nas terras altas, entre 1200 e 1400 m de altitude, até valores de 15°C no litoral a norte do rio Tejo, de 16°C no litoral a sul do Tejo, no vale do Tejo e de 17 a 18°C no Algarve e nas regiões orientais do Alentejo.

Nos meses mais frios, Dezembro a Fevereiro, a temperatura média do ar à superfície varia entre 0 e 2,5°C nas terras mais altas do Alto Minho, Trás-os-Montes e do maciço central (Serras da Estrela, Lousã e Gardunha) e 10°C no litoral Oeste e 12,5°C no litoral do Algarve.

Nos meses mais quentes, Julho e Agosto, a temperatura média do ar tem os maiores valores da ordem de 25 a 27°C nas “terras quentes” dos vales do Alto Douro e nas regiões fronteiriças do Alentejo e da Beira Baixa.

Os valores mais baixos, entre 15 e 17°C, ocorrem nas terras altas das Beiras, Alto Minho e Trás-os-Montes, enquanto na faixa costeira ocidental a temperatura média do ar à superfície é da ordem de 19 a 21°C e no litoral sul do Algarve é da ordem de 22 a 23°C.

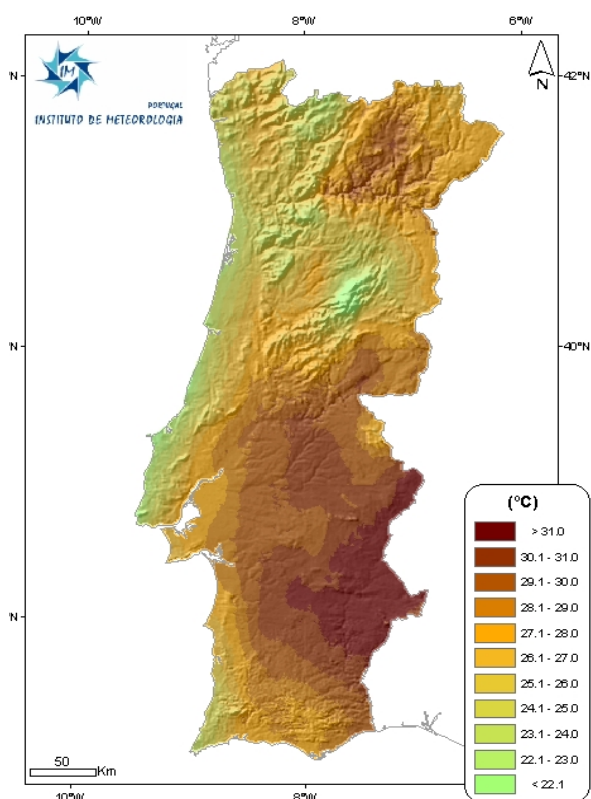


Fig. 1.3 Temperatura máxima média anual do ar (°C)  
(Normais climatológicas 1961-1990)

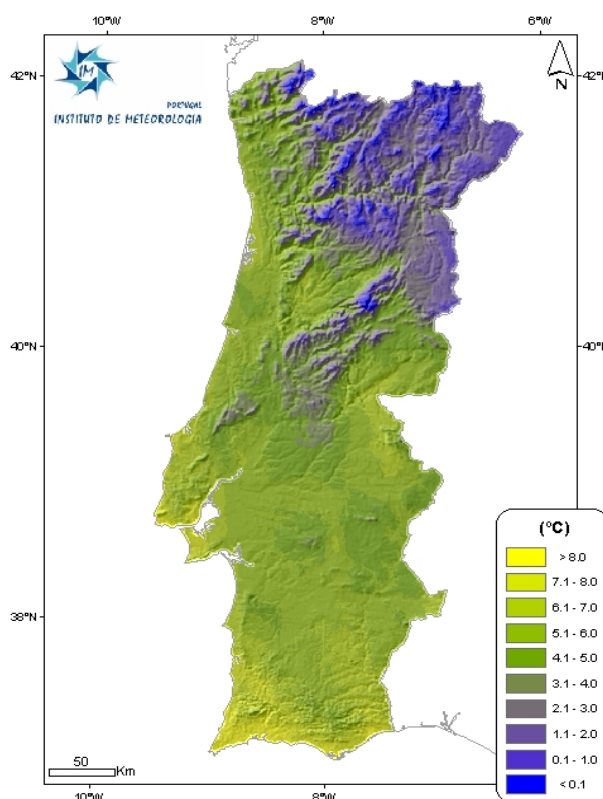


Fig. 1.4 Temperatura mínima média anual do ar (°C)  
(Normais climatológicas 1961-1990)

### 1.2.2.2 Vento à superfície

O regime do vento à superfície em Portugal Continental é essencialmente determinado pela distribuição do campo da pressão atmosférica na região, à escala sinóptica, a que se sobrepõem efeitos regionais e locais determinados pelas características fisiográficas em especial na faixa costeira e nas regiões montanhosas, associadas a vales e encostas. Nas Fig. 1.5 e 1.6 apresentam-se as frequências do rumo e da intensidade do vento às 09 e 15 UTC, respectivamente (INMG, Atlas Climatológico de Portugal Continental). A distribuição do

campo da pressão atmosférica à superfície é influenciada principalmente pela posição e intensidade dos grandes centros de acção mais frequentes na Europa Ocidental e Atlântico adjacente, de que se destacam: Anticiclone dos Açores durante todo o ano, as depressões de origem térmica sobre a Península Ibérica e Norte de África durante os meses mais quentes do ano, Junho a Setembro, os sistemas transientes baroclínicos (depressões frontais e Anticiclones frios) em especial de Novembro a Março, os Anticiclones que se estabelecem sobre o Norte e o Centro da Europa, em especial de Dezembro a Fevereiro, e as depressões quase-barotrópicas que se formam sobre o Atlântico entre os Açores, a Madeira e o Continente, mais frequentemente de Outubro a Março. A predominância de cada um destes grandes centros de acção determina as características da circulação regional da baixa troposfera definindo portanto o vento e as suas características.

De um modo geral, pode dizer-se que em Portugal Continental predominam os ventos do quadrante N que inclui ventos desde NW até NE, em especial na faixa costeira ocidental. No entanto, nas regiões do interior, quer do norte devido às influências orográficas, quer no sul, verifica-se também a predominância de ventos do quadrante W, desde NW até SW e também nalguns locais de NE, em especial ao longo de vales de rios com esta orientação. No litoral sul do Algarve a predominância dos ventos é de SW, sendo aí característica a influência da brisa

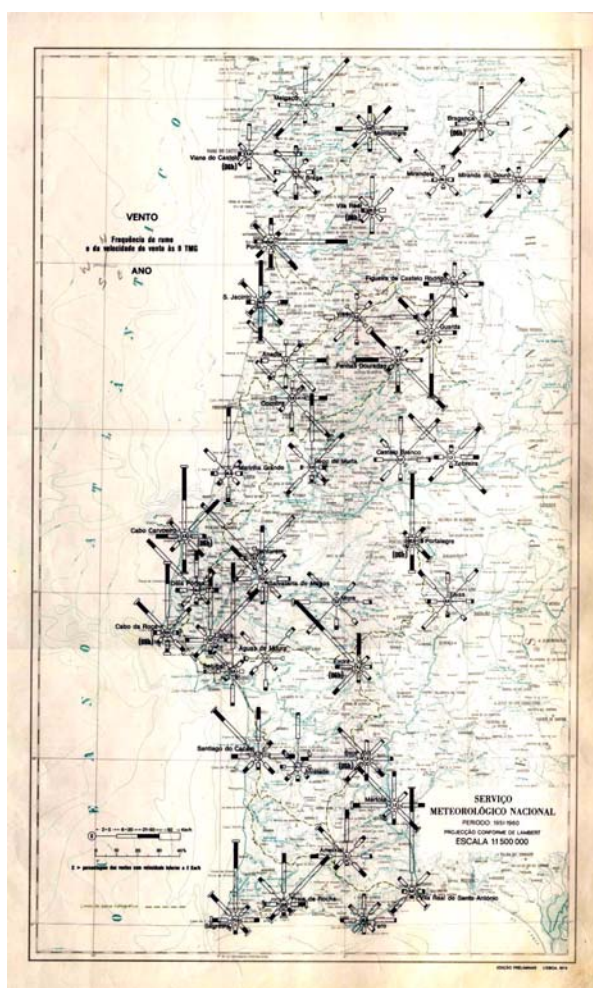


Fig. 1.5 Frequência anual do rumo e da intensidade do vento à superfície às 09 UTC.  
(Atlas Climatológico de Portugal Continental)

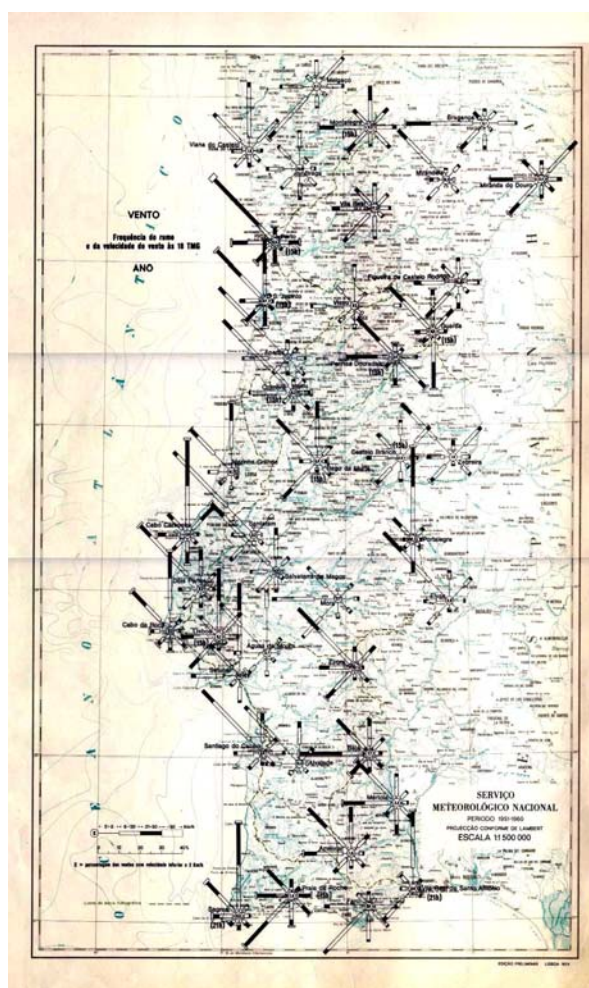


Fig. 1.6 Frequência anual do rumo e da intensidade do vento à superfície às 15 UTC.  
(Atlas Climatológico de Portugal Continental)

do mar nos meses de Junho a Setembro que provoca a rotação do vento de SE ou S do fim da manhã para sudoeste à tarde e oeste ou noroeste ao princípio da noite. Também na costa ocidental o efeito da brisa de mar nos meses de Junho a Setembro frequentemente se sobrepõe à circulação predominante nesta época que é de Norte, provocando a “nortada” durante a tarde que sopra de NNW ou NW, moderado ou forte.

Os ventos muito fracos e as calmas são também muito frequentes durante a noite nas regiões do interior, isto é, fora da faixa litoral onde se fazem sentir os efeitos das brisas; deve ainda referir-se a ocorrência frequente da brisa de terra que sopra de E ou SE durante a noite e o princípio da manhã nos meses mais frios, Novembro a Fevereiro e frequentemente em Março, particularmente na faixa costeira a norte do Mondego e que localmente é por vezes reforçada pelas brisas de montanha que se desenvolvem ao longo dos vales dos rios que nesta região têm em regra orientação de leste para oeste.

Os ventos mais fortes, frequentemente superiores a 15 m/s durante o inverno, estão, em regra, associados à aproximação e passagem de superfícies frontais frias e à proximidade da depressão a que estão associadas, soprando de S ou SW e sendo por vezes acompanhados de rajadas que ultrapassam 20 a 30 m/s em especial nas regiões do litoral e nas terras altas. Também quando ocorrem massas de ar polar muito instável, normalmente transportadas na circulação do bordo sul ou sudoeste de depressões localizadas a latitudes superiores às de Portugal, o vento sopra de W ou NW com grande turbulência e por isso as rajadas ultrapassam com frequência o dobro da intensidade média do vento. Deve ainda referir-se a importância da posição média no Inverno da crista associada ao Anticiclone dos Açores que se estende para leste ou lés-nordeste e que se localiza a cerca de 40°N, em Portugal Continental. Assim, na parte norte do país, os ventos com esta situação são em regra fracos de oeste ou sudoeste enquanto no sul sopram fracos ou moderados de norte.

### 1.2.2.3 Quantidade de precipitação

A precipitação em Portugal Continental é na sua grande maioria de origem frontal, embora o efeito orográfico a reforce em termos quantitativos, em especial no norte e centro de Portugal Continental, onde este efeito provoca acréscimos significativos na quantidade de precipitação com massas de ar marítimo muito húmido.

Em regra, a quantidade anual de precipitação em Portugal Continental aumenta de sul para norte, com valores da ordem de 400 a 600 mm, com valores da ordem de 600 a 2000 mm, como resultado da maior frequência da influência e intensidade das perturbações frontais e também devido às características orográficas. Na Fig. 1.7, apresentam-se os valores médios da quantidade de precipitação anual em Portugal Continental, valores obtidos das Normais Climatológicas 1961 - 1990.

Na Fig. 1.8, apresenta-se para 9 estações meteorológicas os valores médios mensais da quantidade de precipitação e os valores médios mínimos e máximos da temperatura do ar à superfície. Com efeito, a cadeia montanhosa do centro do país formada pelas serras de Sintra, Montejusto, Candeeiros, Lousã, Estrela, que meteorologicamente divide o território em duas grandes regiões com regimes climáticos diferenciados, em particular no que se refere à precipitação. No entanto, a norte da referida cadeia montanhosa verifica-se ainda uma

---



diferenciação nítida entre o litoral e as regiões montanhosas para oeste de 8°W, com variações da precipitação entre 1000 a 2000 mm e as regiões planálticas do nordeste em que os valores da quantidade de precipitação são inferiores a valores entre 500 e 900 mm em consequência da sua localização a sotavento das “barreiras” montanhosas. Nas regiões planas do Alentejo a

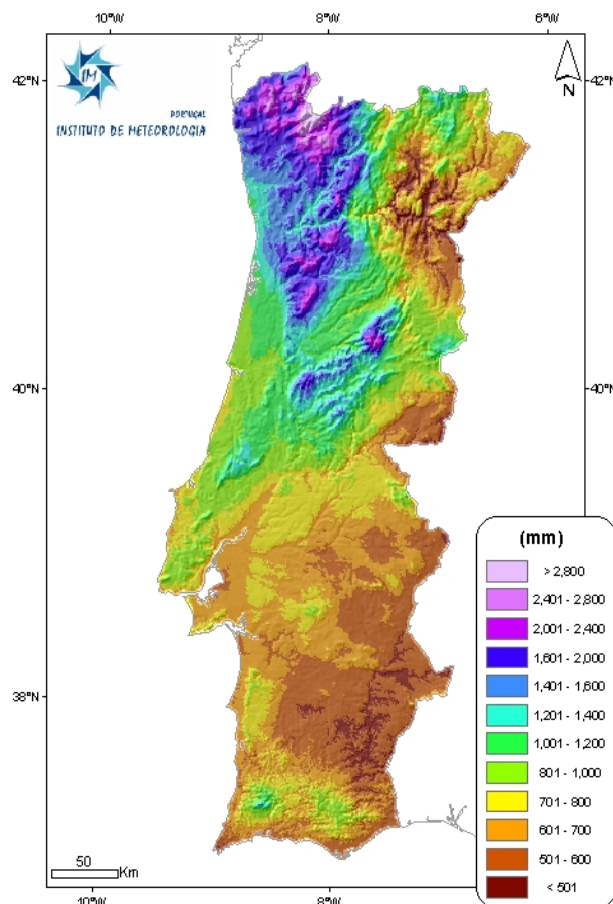


Fig. 1.7 Quantidade de precipitação anual (Normais climatológicas 1961-1990)

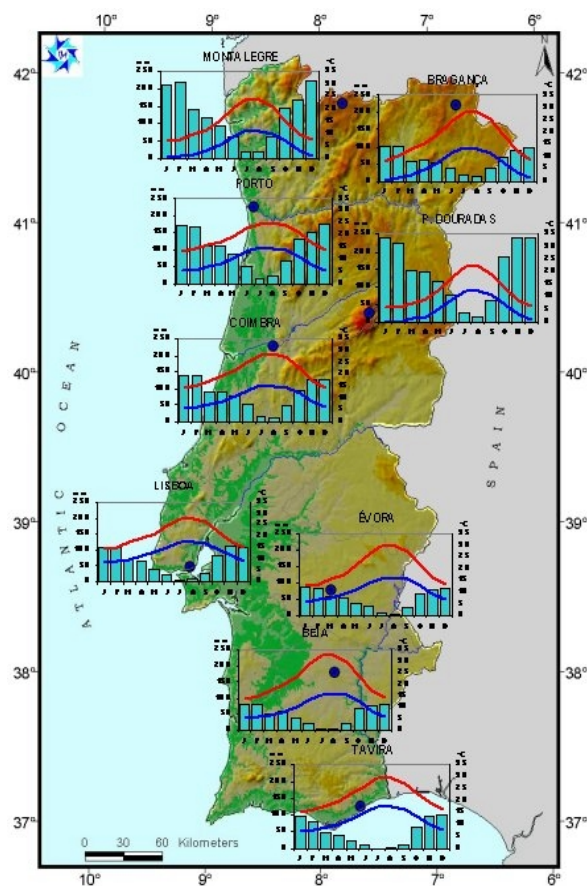


Fig. 1.8 Quantidade de precipitação e valores médios das temperaturas mínima e máxima do ar mensais. (Normais climatológicas 1961-1990)

quantidade de precipitação tem valores de 600 a 800 mm, surgindo, nas regiões mais altas das serras de Portalegre, Ossa, São Mamede e Cercal, valores de 800 a 1000 mm.

Deve salientar-se que a variabilidade interanual da quantidade de precipitação em Portugal Continental é grande, coeficiente de variação da ordem de 30%, o que tem graves consequências do ponto de vista sócio-económico. Desta forma, ocorrem, com frequência, anos de seca grave, que se torna mais acentuada nas regiões com precipitação média anual inferior a 700 a 800 mm, que corresponde a mais de 2/3 do território.

A distribuição da precipitação ao longo do ano permite caracterizar em Portugal Continental, 3 tipos de épocas: época chuvosa, época seca e épocas de transição. A época chuvosa vai em regra de Novembro a Março, correspondendo-lhe cerca de 70% da precipitação anual; as épocas de transição correspondem aos meses de Abril, Maio e Outubro e eventualmente também Junho e Setembro nas regiões do nordeste de Portugal Continental, com mais de 25% da quantidade de precipitação no ano; a época seca vai de Junho a Setembro, frequentemente de Maio a Outubro no sul de Portugal Continental, com menos de 5% da precipitação anual.

No sul de Portugal Continental, assim como nas regiões do interior, a maioria da quantidade da precipitação que ocorre na época seca e parte significativa da que cai nas épocas de transição é de natureza convectiva e ocorre sob a forma de aguaceiros, frequentemente acompanhados de grande instabilidade atmosférica e trovoadas.

A variabilidade interanual da precipitação nas diferentes épocas características é muito grande, superior mesmo à precipitação anual, o que provoca grandes limitações e prejuízos especialmente no sector agrícola e, em particular, nos rendimentos das culturas de cereais.

A distribuição espacial da frequência de dias com precipitação superior a determinados valores segue de perto a distribuição da quantidade de precipitação; os maiores valores ocorrem no

noroeste do território e nas regiões mais altas do centro de Portugal Continental, onde são da ordem de 100 a 120 dias por ano, com precipitação diária superior a 0,1 mm, enquanto a sul do rio Tejo e nos planaltos do nordeste o valor correspondente é de 50 a 75 dias por ano.

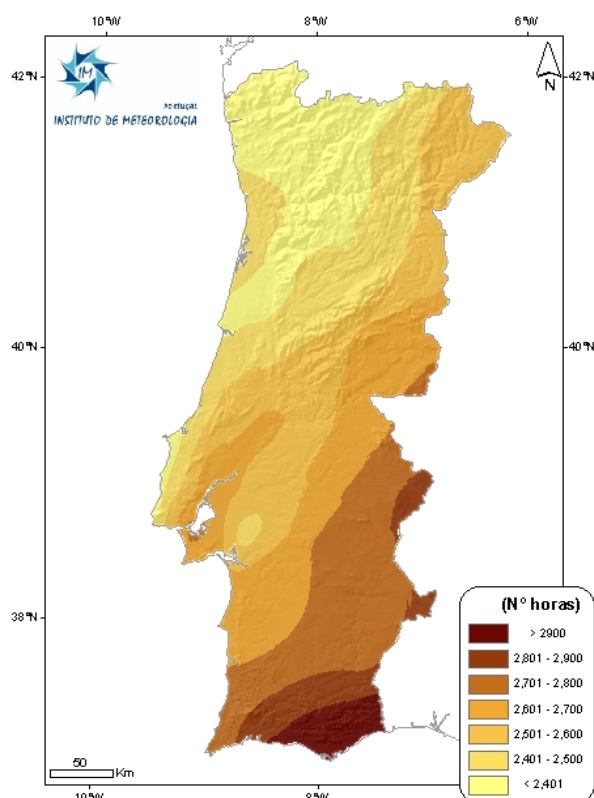


Fig. 1.9 Insolação média anual (horas)  
(Normais climatológicas 1961 – 1990)

#### 1.2.2.4 Insolação anual

A insolação é o tempo de Sol descoberto no local de observação durante o intervalo de tempo que se considerar; os seus valores exprimem-se em horas (h).

Na Fig.1.9, apresentam-se os valores médios anuais da insolação obtidos na rede Nacional de estações meteorológicas com o heliógrafo de Campbell-Stokes.

Verifica-se que em Portugal Continental a insolação é máxima no mês de Julho e mínima no mês de Dezembro.

#### 1.2.2.5 Temperatura da água do mar e regime do vento à superfície

As regiões oceânicas costeiras representam uma fonte de recursos industriais em Portugal, ligados não só à pesca, mas também à construção naval, que importa conhecer bem, compreender e gerir sustentadamente.

Para a vigilância meteorológica e do clima e para a previsão do tempo é essencial dispor de observações do estado e da temperatura da água do mar, em particular no verão para avaliação da intensidade das brisas do mar e da sua penetração em terra. A necessidade de protecção meteorológica e apoio às actividades que se desenvolvem no mar ou junto à costa de Portugal levou o serviço meteorológico a estabelecer uma rede de estações para observação de elementos meteorológicos e oceanográficos: altura das ondas, vagas e respectivos períodos, direcções associadas e da temperatura da água do mar à superfície. Na Fig. 1.10, apresentam-se

os locais onde são efectuadas actualmente observações do estado e da temperatura da água do mar à superfície. Como é bem conhecido, os oceanos desempenham um papel fundamental no equilíbrio do sistema climático da Terra, sendo de destacar a grande capacidade calorífica da água que é responsável pela redução das variações térmicas do oceano que são devidas sobretudo às variações da radiação solar incidente.

Além disso, o contraste térmico entre temperaturas da água do mar a latitudes baixas e altas é minorado pelo transporte de calor associado à circulação geral oceânica. A distribuição espacial da temperatura da água do mar à superfície é fundamentalmente uma função do balanço de calor dos oceanos pelo que apresenta uma variação latitudinal. Esta distribuição é perturbada pelo efeito advectivo das circulações oceânicas horizontais e verticais, especialmente junto às costas dos continentes (Fiúza, 1978).

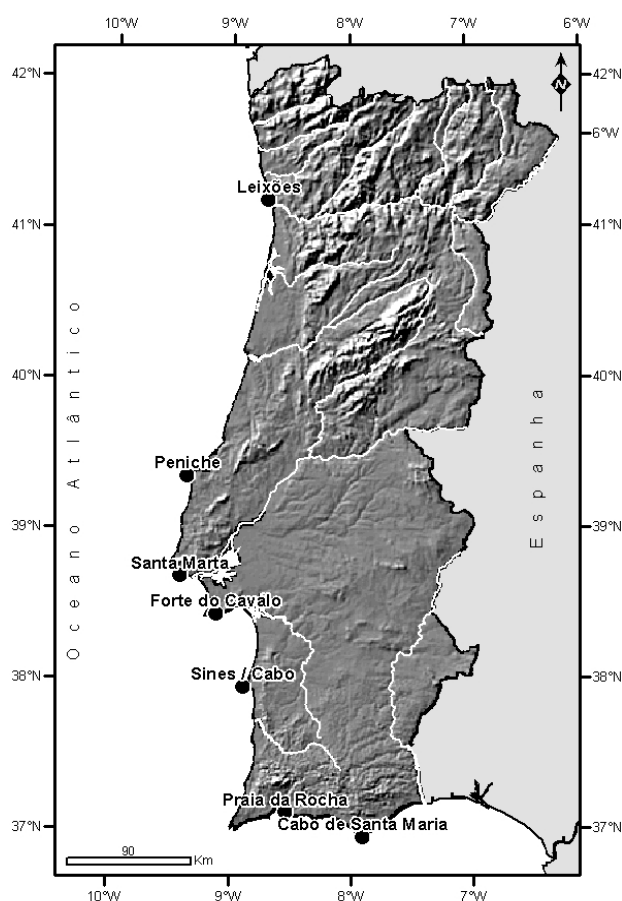


Fig. 1.10 Estações de observação da temperatura da água do mar à superfície em Portugal Continental

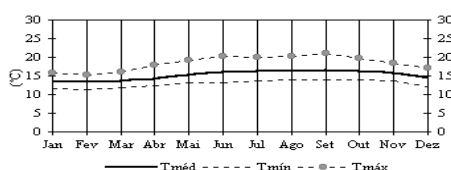


Fig. 1.11.a Leixões / Porto

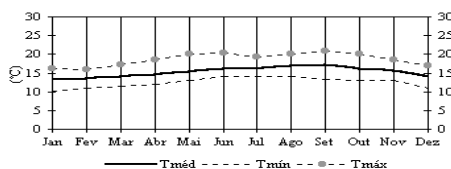


Fig. 1.11.b Cabo Carvoeiro / Peniche

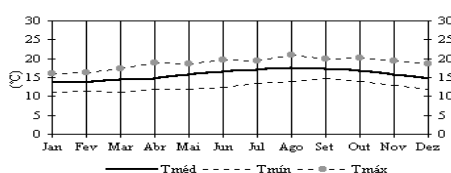


Fig. 1.11.c Santa Marta / Lisboa

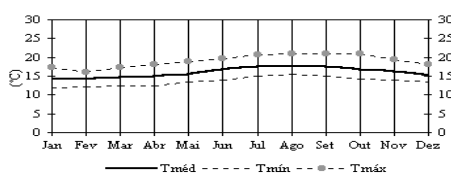


Fig. 1.11.d Forte do Cavalo / Sesimbra

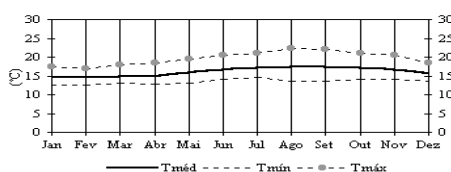


Fig. 1.11.e Cabo de Sines / Sines

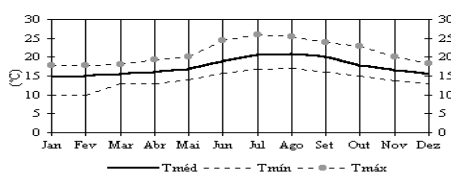


Fig. 1.11.f Praia da Rocha / Portimão

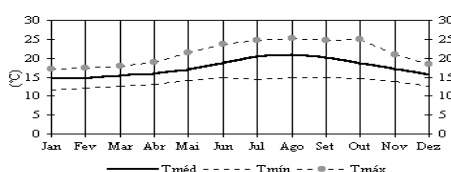


Fig. 1.11.g Cabo de Santa Maria / Faro

Fig. 1.11 Temperatura da água do mar à superfície em estações costeiras de Portugal Continental

Nas Fig. 1.11.a a 1.11.g, apresentam-se os valores da temperatura média da água do mar à superfície e valores extremos observados no período 1980 - 2000, nas estações de observação da temperatura da água do mar à superfície, indicadas na Fig. 1.10. As variações diárias da temperatura da água do mar à superfície são em geral de pequena amplitude, da ordem de 0,2°C a 0,4°C, embora em regiões localizadas de pouca profundidade ou onde ocorram alterações bruscas do regime de “upwelling” possam apresentar valores superiores, podendo atingir 5°C (Fiúza, 1978). Tendo em conta as características da variação da temperatura da água do mar à superfície, a diferença entre as temperaturas do ar e superficial da água do mar, que geralmente é muito pequena, fornece uma medida do grau de estabilidade da camada limite atmosférica e na modulação do clima, particularmente no que se refere à temperatura do ar e do vento, associado a brisas costeiras. Nas regiões costeiras de Portugal Continental a temperatura média mensal da água do mar à superfície varia ao longo do ano entre 12°C e 15°C a norte do Cabo Carvoeiro, com valores mínimos absolutos da ordem de 10°C e máximos absolutos da ordem de 20°C. A sul do Cabo Carvoeiro, na costa oeste, a temperatura da água do mar à superfície varia entre 14°C e 17°C com mínimos absolutos da ordem de 12°C e máximos absolutos de 22°C. Na costa sul de Portugal Continental, os valores médios mensais variam entre 15 e 20°C com mínimos absolutos de 10°C e máximo de 25°C, aproximadamente. É também na costa sul que se registam as maiores amplitudes anuais da temperatura da água do mar à superfície, que podem atingir valores da ordem de 10°C, enquanto na costa oeste não ultrapassam valores da ordem de 5°C.

Foram elaboradas rosas-dos-ventos para 16 rumos e 7 classes de intensidades do vento à superfície: <1, [1-3], [3-5], [5-7], [7-9], [9-11], >11 m/s para 18 estações meteorológicas automáticas em Portugal Continental, com os valores médios de 10 em 10 minutos (Viana do Castelo, Porto/Pedras Rubras, Vila Real/Centro de Coordenação, Bragança, Aveiro, Viseu, Trancoso, Coimbra/Aeródromo, Castelo Branco / Centro de Coordenação, Cabo Carvoeiro, Alvega, Portalegre, Lisboa / Gago Coutinho, Évora / Centro de Coordenação, Sines / Monte Chãos, Beja, Sagres e Faro / Aeroporto), para cada um dos meses do ano e dos quais se apresenta na Fig. 1.12 o mapa de Portugal Continental com as rosas dos ventos para o mês de Agosto, para o período (1998 - 2005) e na Fig. 1.13 o mesmo tipo de mapa, para o mês de Janeiro e para o mesmo período, anteriormente referido.

Para o mês de Agosto e para todas as estações verifica-se que o rumo predominante do vento é de N e NW sendo os ventos mais intensos com valores da ordem de 6 a 8 m/s registados nas estações costeiras, em particular a sul do Cabo Carvoeiro, onde são registados com frequência significativa, da ordem de 30%, ventos com rumo NNE e que resultam essencialmente da forma da linha de costa nesta região, onde se localiza a estação.

Os ventos de leste em todas as estações têm frequências muito pequenas, entre 10 e 20% com intensidades do vento também menores, inferiores a 3 m/s e, na sua maior parte, estarão associados a ventos que resultam da intensificação da brisa de terra durante este mês de Agosto e que poderá ser considerado representativo do período de verão.

Este regime de ventos à superfície resulta essencialmente da localização do anticiclone dos Açores e do campo da pressão atmosférica que lhe está associado e também do diferencial entre a temperatura da água do mar à superfície e as temperaturas máximas à superfície do solo, durante o período diurno, que atingem frequentemente no verão valores da ordem dos 20 a 25°C e que estão na origem da formação da brisa do mar e por conseguinte, na intensificação do vento acompanhado de rotação para NW e W. Os ventos dos quadrantes leste são essencialmente registados durante a noite como resultado da diminuição do diferencial da temperatura entre o mar e a terra, o qual diminui significativamente, sendo em geral durante a noite os valores da temperatura do ar inferiores à temperatura da superfície da água do mar, dando origem a ventos menos intensos e à formação de brisa de terra.

Relativamente ao mês de Janeiro verifica-se que há predominância de ventos dos quadrantes NW a NE e SE que estão essencialmente associados às diferentes situações meteorológicas características do período de Inverno em Portugal Continental e já referidas anteriormente. É de destacar que é frequente ocorrer brisa de terra, ventos com rumos de E ou SE em particular durante a noite e o princípio da manhã nos meses mais frios, de Novembro a Março. Nas Fig. 1.14.a a 1.14.l e a título de exemplo apresenta-se o mesmos tipo de gráficos, rosas-dos-ventos, para os dados registados na estação meteorológica de Aveiro, para o período 1998 - 2005 para os meses de Janeiro a Dezembro e que mostram claramente as diferenças significativas, tanto no que respeita ao rumo como à intensidade, entre os meses de Abril a Setembro e os meses de Outubro a Março e que resultam conjuntamente das situações sinóticas durante o ano e em particular entre Abril e Setembro à influência das diferenças das temperaturas da água do mar e do ar à superfície.

---



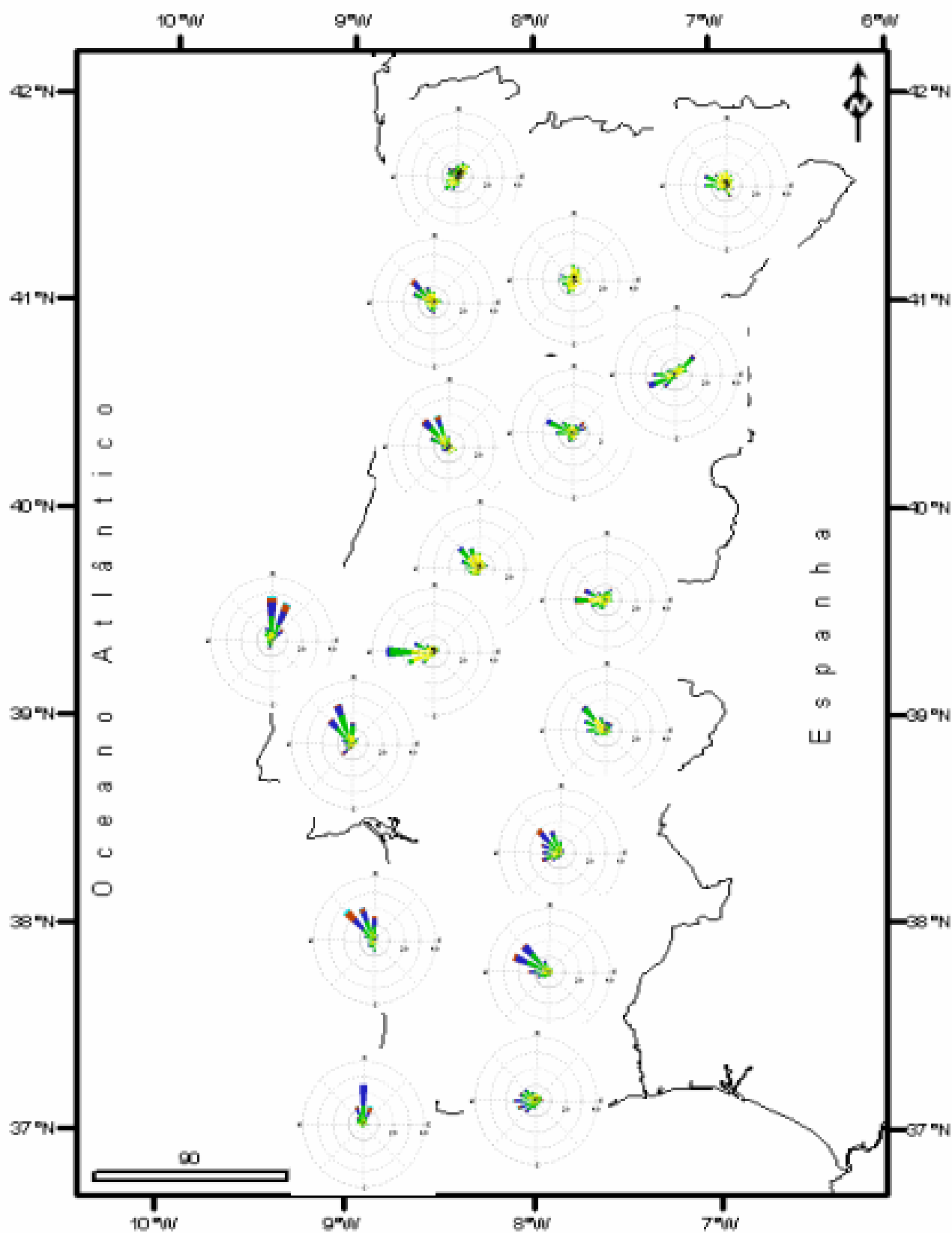


Fig. 1.13 Regime do vento à superfície  
(Agosto, 1998 - 2005)

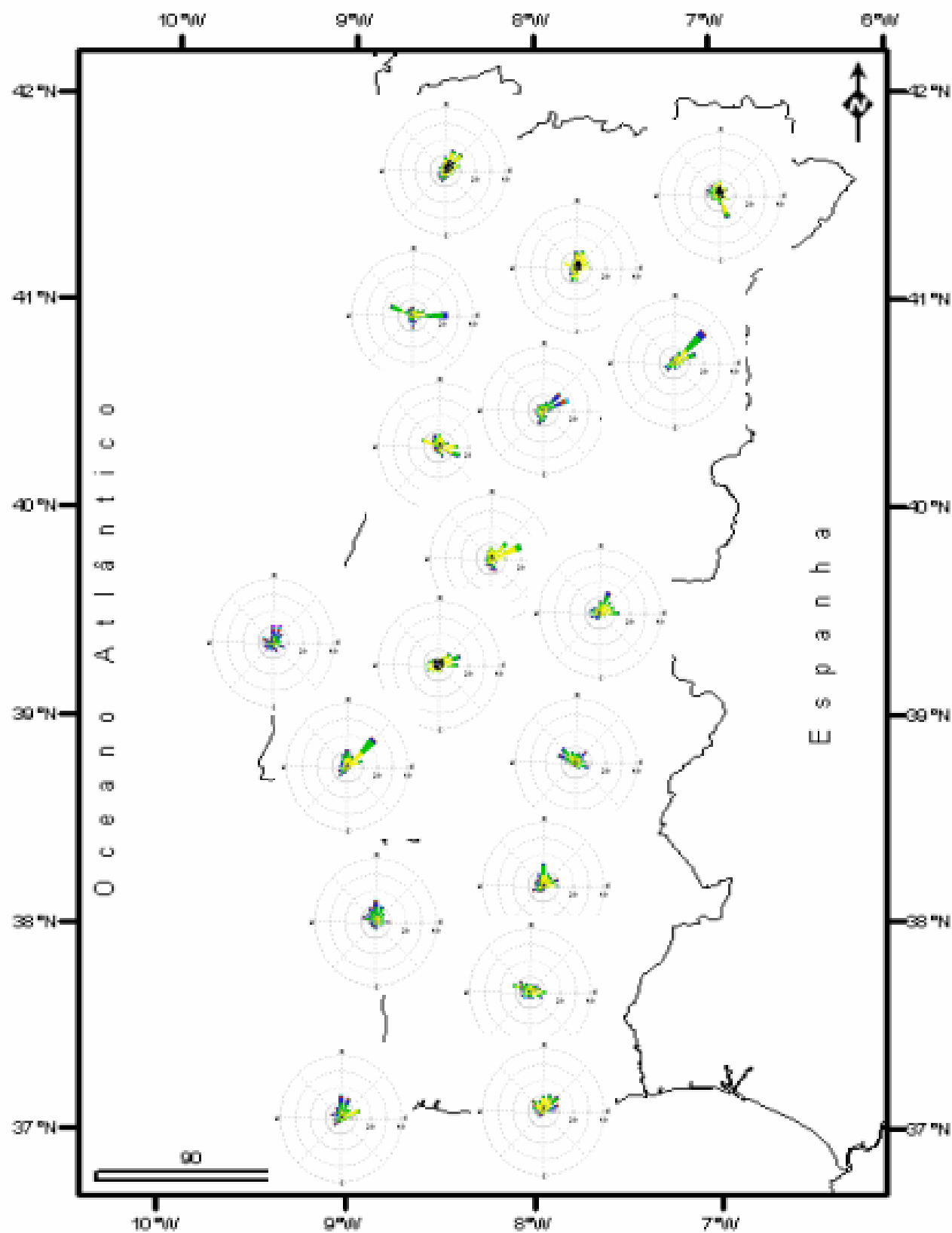


Fig. 1.13 Regime do vento à superfície  
(Janeiro, 1998 - 2005)

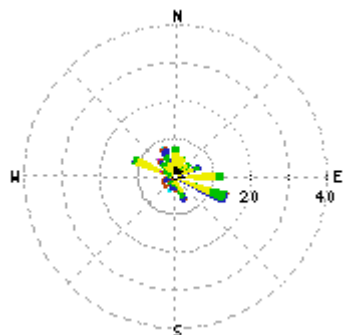


Fig.1.14.a Aveiro, Jan.(1998 - 2005)

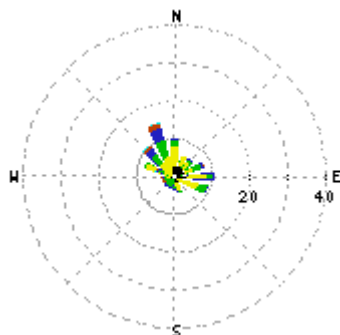


Fig. 1.14.b Aveiro, Fev. (1998 - 2005)

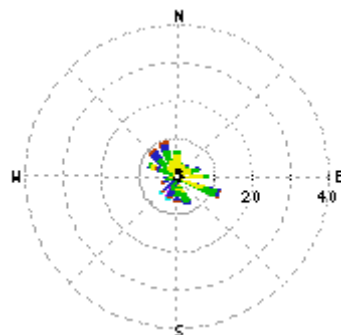


Fig.1.14.c Aveiro, Mar. (1998 - 2005)

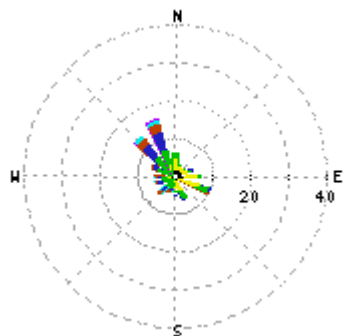


Fig. 1.14.d Aveiro, Abr. (1998 - 2005)

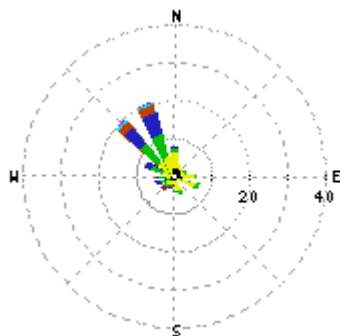


Fig. 1.14.e Aveiro, Maio (1998 - 2005)

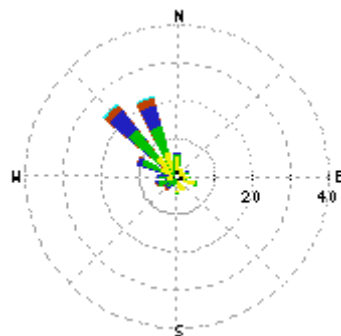


Fig.1.14.f Aveiro, Jun. (1998 - 2005)

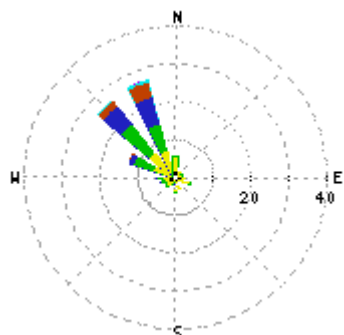


Fig. 1.14.g Aveiro, Jul. (1998 - 2005)

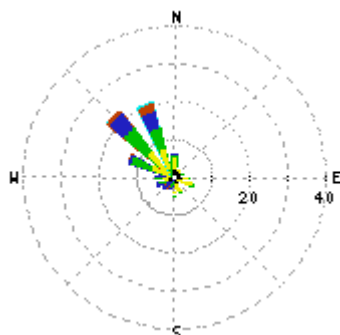


Fig. 1.14.h Aveiro, Ago. (1998 - 2005)

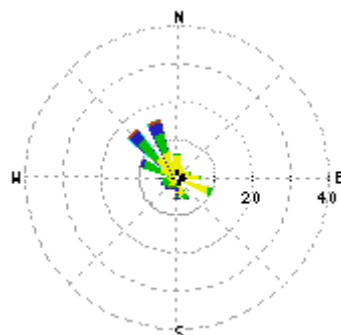


Fig. 1.14.i Aveiro, Set. (1998 - 2005)

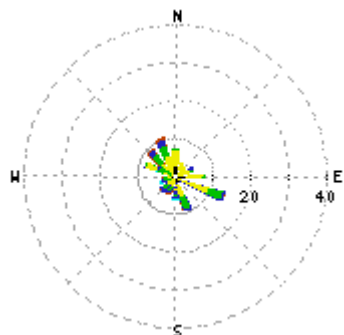


Fig.1.14.j Aveiro, Out. (1998 - 2005)

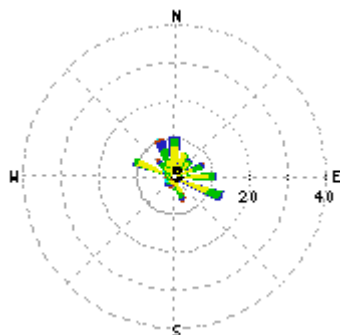


Fig.1.14.k Aveiro, Nov. (1998 - 2005)

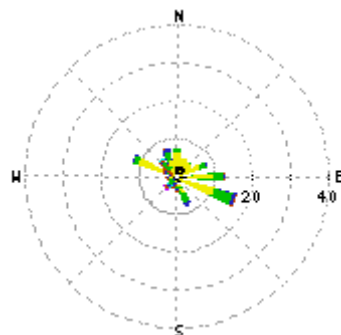


Fig.1.14.l Aveiro, Dez. (1998 - 2005)

Fig. 1.14 Regime mensal do vento à superfície  
(Aveiro, 1998 - 2005)

### 1.2.2.6 Estrutura térmica da baixa troposfera na região oeste de Portugal Continental

As observações em altitude executadas na estação aerológica de Lisboa (latitude  $38^{\circ} 46'N$ , longitude  $09^{\circ} 09'W$  e altitude 104 m), integradas no programa de observações sinópticas nacionais, permitem caracterizar os aspectos fundamentais da estrutura termomecânica da baixa troposfera na região do centro oeste de Portugal Continental, particularmente no que se refere às características das inversões da temperatura do ar em altitude. A análise dos resultados obtidos até cerca de 1500 m de altitude nas sondagens aerológicas executadas em Lisboa às 00 UTC e às 12 UTC permitem determinar a ocorrência de inversões da temperatura do ar em altitude, assim como as suas características, designadamente a altitude da base e a espessura da camada com inversão.

Nas Fig. 1.15.a e 1.15.b, apresentam-se, para cada trimestre, as frequências de ocorrência da altitude da base da camada com inversão e nas Fig. 1.16.a e 1.16.b as frequências para cada trimestre da espessura de camadas com inversões da temperatura do ar em altitude, às 00 UTC e às 12 UTC, respectivamente.

As Fig. 1.15.a às 00 UTC e 1.15.b às 12 UTC, mostram que as inversões em altitude têm frequência de ocorrência maior no verão, cerca de 60% no trimestre, e menor no semestre de outono inverno, cerca de 25%, em que se verifica maior frequência de inversões em altitude às 12 UTC do que às 00 UTC, em consequência do efeito da persistência em altitude de inversões de radiação formadas durante a noite.

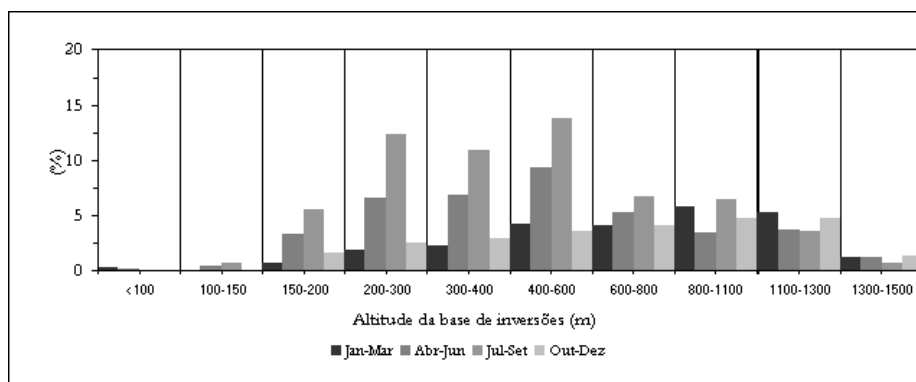


Fig. 1.15.a Distribuição da frequência (%) de ocorrência em cada trimestre, da altitude da base de inversões da temperatura do ar em altitude, na região de Lisboa, às 00 UTC (1990 - 2005)

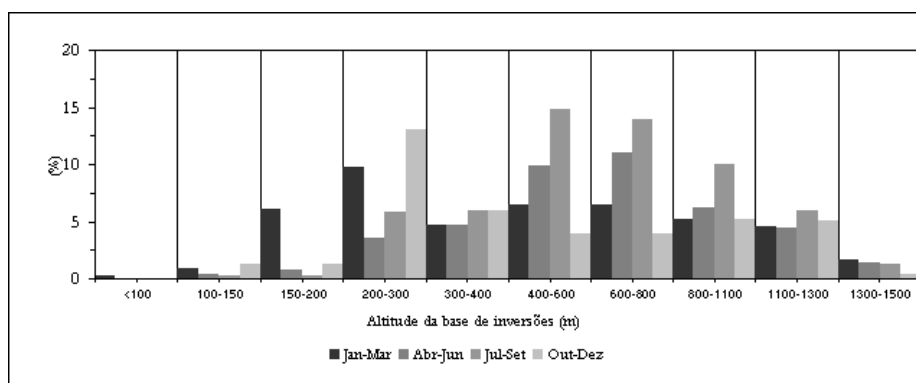


Fig. 1.15.b Distribuição da frequência (%) de ocorrência em cada trimestre, da altitude da base de inversões da temperatura do ar em altitude, na região de Lisboa, às 12 UTC (1990 - 2005)

Durante a época de verão, a altitude da base de inversões da temperatura do ar encontra-se, em regra, abaixo dos 600 m em cerca de 45% dos dias, com a maior frequência de ocorrência entre 200 e 500 m, em cerca de 30% dos dias.

No semestre de Outubro a Março, as inversões têm a base com maior frequência a níveis mais altos, atendendo a que os maiores valores da frequência da altitude da base de inversões, que ocorrem às 12 UTC entre 150 m e 300 a 400 m, correspondem a inversões que em regra, acabam por ser destruídas com o aquecimento diurno. A espessura das camadas da baixa troposfera com inversões da temperatura do ar tem valores mais frequentes de 100 a 400 m. As inversões da temperatura do ar com base abaixo de 600 m ocorrem em cerca de 10% dos dias, aproximadamente.

O trimestre de Abril a Junho corresponde a um trimestre de transição em que a altitude da base de inversões da temperatura do ar entre 250 e 800 m ocorre mais frequentemente em 25% a 30% dos dias e entre 100 e 400 m em 30% dos dias.

Nas Fig. 1.16.a e 1.16.b, apresentam-se os resultados referentes à distribuição da frequência de ocorrência nos trimestres da altitude da base das inversões da temperatura do ar em altitude. É de referir que os meses com maior frequência de dias com inversões em altitude são os de Julho e Agosto com cerca de 22 dias por mês, sendo as altitudes da base mais frequentes, de 300 m a 600 e 800 m. Os meses com menor frequência de inversões em altitude são os de Fevereiro e Abril e os de Outubro e Novembro, com cerca de 6 a 10 dias por mês.

A grande frequência de ocorrência de inversões da temperatura do ar em altitude na região

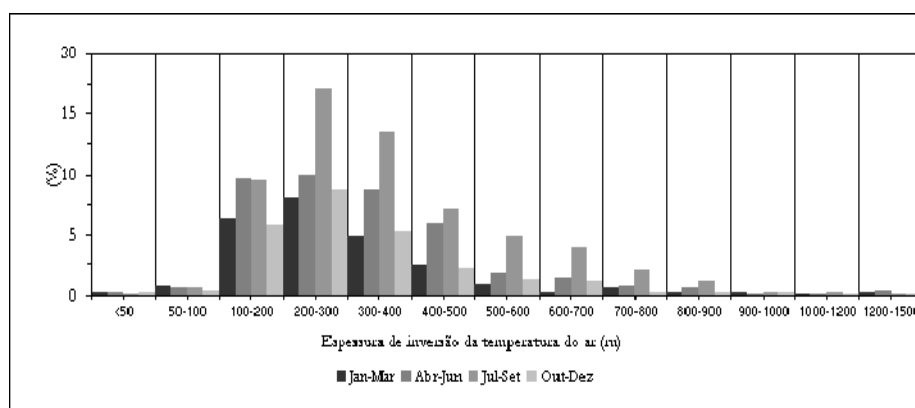


Fig. 1.16.a Distribuição da frequência (%) de ocorrência, em cada trimestre, da espessura de inversões da temperatura do ar em altitude, na região de Lisboa, às 00 UTC (1990 - 2005)

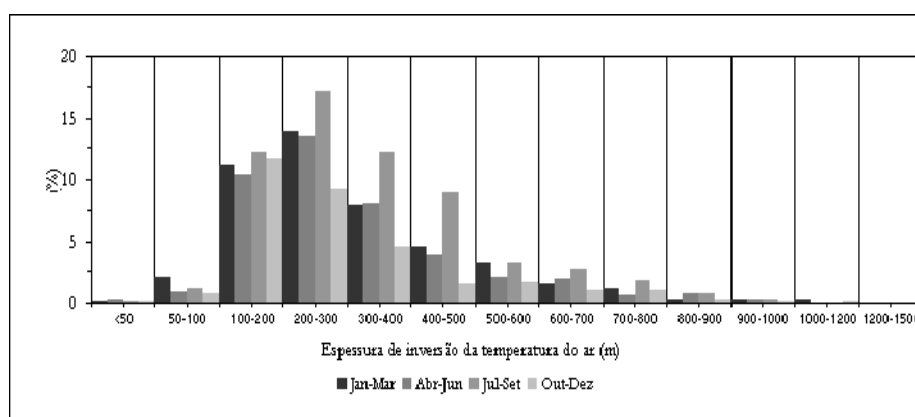


Fig. 1.16.b Distribuição da frequência (%) de ocorrência, em cada trimestre, da espessura de inversões da temperatura do ar em altitude, na região de Lisboa, às 12 UTC (1990 - 2005)

considerada, durante o período de Maio a Setembro, resulta essencialmente de fenómenos de subsidência, característicos da circulação anticiclónica predominante na baixa troposfera na região, a qual está associada ao bordo leste do anticiclone dos Açores, que então se encontra, em regra, centrado a oeste ou noroeste de Portugal Continental, sendo aquela circulação mais persistente durante os meses de Julho e Agosto.

A partir dos fins de Setembro e início de Outubro, com a migração do anticiclone dos Açores para sul ou sudoeste, verifica-se um aumento de frequência da ocorrência de circulações perturbadas na baixa troposfera, associadas a perturbações depressionárias da superfície frontal polar. Estas deslocam-se, em regra, de oeste para leste a norte da região; verificando-se assim um decréscimo da frequência de ocorrência das inversões de subsidência persistentes na baixa troposfera, características de verão. No entanto, ocorrem também inversões frontais associadas à aproximação de superfícies frontais quentes, as quais são, em regra, acompanhadas de precipitação de carácter contínuo. Também, após a passagem de superfícies frontais frias ocorrem inversões de temperatura frontais e frequentemente abaixo daquelas inversões de subsidência; no entanto, a massa de ar subjacente apresenta normalmente um grau de instabilidade elevado.

Finalmente, durante o período de Dezembro a Janeiro e Fevereiro, ocorrem frequentemente situações de bloqueio com a duração total média de três a quatro semanas, em que predomina sobre a região a circulação anticiclónica, na baixa troposfera, associada ao bordo oeste ou sudoeste de um vasto anticiclone que, nesta época do ano, se localiza sobre a Europa Central ou do Norte; estabelece-se então uma inversão de subsidência persistente, com a base a uma altitude geralmente maior que a das que ocorrem durante o verão. A influência destas inversões é normalmente reforçada pela inversão de radiação que se forma durante a noite com a base à superfície e cujo topo frequentemente ultrapassa 400 m de altitude.

Dos resultados das sondagens da temperatura do ar é possível concluir que durante a noite a base de inversão da temperatura do ar é detectada com maior frequência entre 10% a 20%, em níveis mais baixos, em regra entre 200 e 300m. Também é possível verificar que, em 30% dos casos, tanto às 00 UTC como às 12 UTC, a base de inversão da temperatura do ar se situa a níveis superiores a 1000 m e que correspondem, em regra, a inversões de subsidência.

### 1.2.2.7 Regime do vento na baixa troposfera na região centro oeste de Portugal Continental

Na Fig. 1.17, apresenta-se a escala de intensidades do vento utilizada, para valores que vão desde intensidades inferiores a 1 m/s até valores superiores a 14 m/s. Nas Fig. 1.18, a1 a a6, b1 a b6, c1 a c6 e d1 a d6, apresentam-se as frequências dos rumos do vento, em 16 rumos e 7 classes de intensidades do vento associadas para os níveis de 50 m, 150 m, 300 m, 600 m, 900 m e 1200 m, para os 1º, 2º, 3º e 4º trimestres do ano, respectivamente. Nas

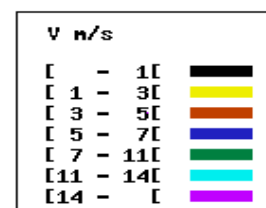


Fig. 1.17 Escala de intensidades do vento

Fig. 1.19.a1 a a6, b1 a b6, c1 a c6 e d1 a d6, apresenta-se o mesmo tipo de resultados do vento para as observações aerológica das 12 UTC. Os dados do vento em altitude das figuras foram obtidos nas radiossondagem da estação aerológica de Lisboa, às 00 e às 12 UTC.

Das referidas figuras, é possível verificar que, em regra, os ventos mais frequentes são dos quadrantes N e NW em particular nos meses de Abril a Setembro, tanto às 00 UTC como às 12 UTC. Às 12 UTC cerca de 60% dos rumos do vento de N e NW a 50 m são registados entre Julho e Setembro e 40% nos meses de Abril a Junho. As intensidades médias do vento a este nível variam entre 5 e 7m/s, cerca de 50% dos valores e intensidades entre 3 a 5 m/s com percentagens de 20% a 30%.

Para o período de Abril a Setembro os rumos predominantes do vento são também de N e NW, embora com frequências mais baixas, da ordem de 30% a 40%, associadas também a intensidades do vento mais fracas. É também de destacar, em particular, no período de Abril a Setembro às 12 UTC, o aumento na percentagem de ventos de NE, desde os 50 m, com cerca de 5%, para valores de 10% aos 150 m, 15% aos 300 m, 20% aos 600 m e 15% a 900 m pelo que se conclui que os rumos do vento de leste, no período de verão, se situam a níveis de 600 a 900 m.

O conjunto de figuras das frequências do rumo do vento associadas a classes de intensidades do vento permitem visualizar as circulações predominantes na baixa troposfera ao longo do ano, sendo claramente visível a diferença do regime do vento nos semestres Outubro a Março, onde ocorrem maiores frequências de rumos dos quadrantes S e SE associados à aproximação e passagem de superfícies frontais em Portugal Continental.

Nos resultados obtidos para as 00 UTC, durante o período de Abril a Setembro é clara a diminuição das frequências do rumo do vento de N e NW em cerca de 50%, o que resulta do eventual decaimento do efeito de brisa do mar na região, dando origem a intensidades do vento mais baixas e a rumos do vento que aumentam ligeiramente em todos os níveis para o quadrante leste, os ventos são distribuídos por vários rumos sendo difícil caracterizar, para além dos rumos N e NW, outros rumos bem definidos.

As dificuldades que se reconhecem na caracterização de outros rumos do vento bem definidos às 00 UTC resultam do facto de a esta hora em dias quentes de verão a brisa de mar não estará ainda suficientemente enfraquecida de modo a que se registem ventos de leste correspondentes a brisa de terra e ainda devido ao facto da região de Lisboa, onde se insere o local de radiossondagem, ter topografia complexa, em particular a oeste e a noroeste, à forma da linha de costa, que dá origem a diferentes regimes a norte do Cabo da Roca, com a linha de costa com orientação norte-sul, Cabo da Roca - Cabo Espichel com orientação noroeste e Cabo Espichel - Setúbal, com orientação nordeste - noroeste e ainda todo o lençol de água que constitui o estuário do Tejo.

O estudo do regime do vento na região de Lisboa exige assim programas e equipamento de observação que vão para além dos sistemas actuais de observações aerológicas e também a utilização de modelos meteorológicos de mesoscala que ajudem a compreender melhor a estrutura dinâmica da baixa troposfera nesta região.

---

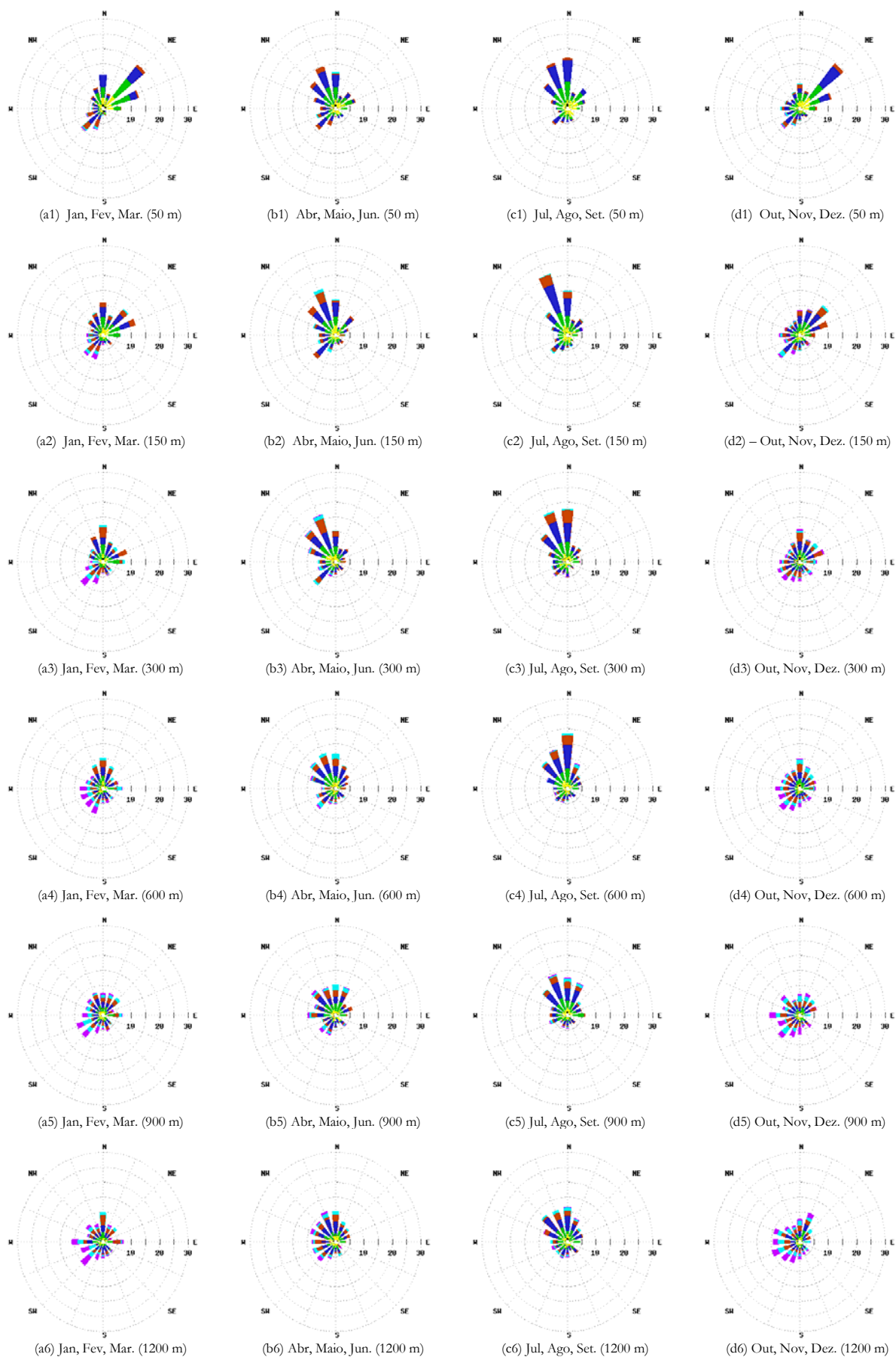


Fig. 1.18 Frequências de rumos e intensidades do vento em altitude às 00 UTC, em Lisboa (1998 - 2004)



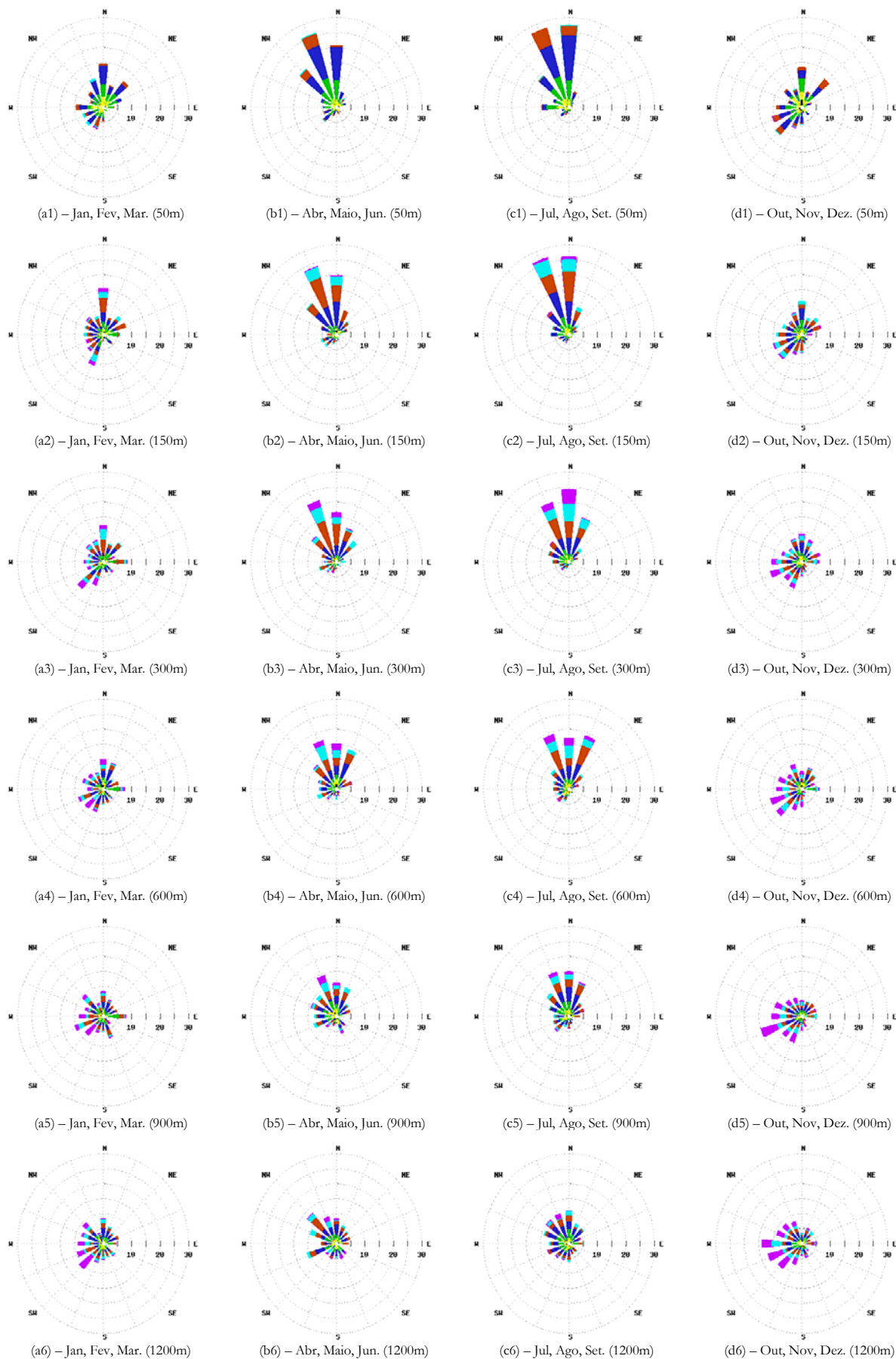


Fig. 1.19 Frequências de rumos e intensidades do vento em altitude às 12 UTC, em Lisboa (1998 – 2004)

### 1.3 Estados da atmosfera e da sua evolução

A atmosfera é governado essencialmente por um sistema termomecânico e as formas de energia predominantes são a calorífica e a mecânica; assim, na descrição dos estados da atmosfera e da sua evolução, são aplicáveis as leis fundamentais da termodinâmica e da mecânica. Na formulação das equações fundamentais, deverá ter-se em conta a natureza quase esférica do sistema e, no caso de estudos da baixa troposfera e camada limite, são particularmente importantes os fenómenos de interacção com a superfície, designadamente os que envolvem trocas de massa: (precipitação e evaporação) e de energia (calorífica e cinética).

O sistema de equações fundamentais da dinâmica da atmosfera integram não só as equações que traduzem a equação fundamental da dinâmica, mas também a equação de estado, a equação da continuidade e a equação da conservação do vapor de água na atmosfera.

Assim, a equação fundamental da dinâmica pode escrever-se na forma de Navier-Stokes:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = -u_k \frac{\partial u_i}{\partial x_k} - \alpha \frac{\partial p}{\partial x_i} + g_i - \varepsilon_{ikm} f_k U_m + \alpha \frac{\partial}{\partial x_k} \left[ 2\mu \left( e_{ik} - \frac{1}{3} e_{mm} \delta_{ik} \right) \right]; i=1,2,3$$

em que:

$u_i \equiv (u, v, w)$  - componentes do vector velocidade

$p$  - pressão atmosférica

$\alpha$  - volume específico

$g_i \equiv (0, 0, -g)$  - componentes do vector aceleração da gravidade

$f_v \equiv (0, 2\Omega \cos \varphi, 2\Omega \sin \varphi)$  - componentes do vector vorticidade planetária

$\mu$  - coeficiente de viscosidade

$e_{ik}$  - tensor da taxa de deformação

$\varepsilon_{ikm}$  - tensor de Levy-Civita

$\delta_{ik}$  - tensor de Kronecker

O 1º princípio da termodinâmica pode escrever-se sob a forma de equação de conservação de energia;

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u_i \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + S_e + \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \chi \frac{\partial \theta}{\partial x_i} \right)$$

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{R_d/c_p}$$

em que:

$\chi$  - condutividade térmica

$S_e$  - aquecimento ou arrefecimento não adiabático

$\theta$  - temperatura potencial;

$R_d$  - constante dos gases ideais

$c_p$  - calor específico a pressão constante

$T$  - temperatura do ar

A equação da continuidade, que traduz a continuidade do meio no domínio da atmosfera, pode escrever-se com a forma

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + u_i \frac{\partial \alpha}{\partial x_i} = \alpha \frac{\partial u_i}{\partial x_i}$$

A equação de conservação do vapor de água pode exprimir-se na forma

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u_i \frac{\partial q}{\partial x_i} + S_n + \frac{\partial}{\partial x_i} \left( \chi_q \frac{\partial q}{\partial x_i} \right)$$

em que:

$q$  – humidade específica

$S_q$  – taxa de geração/destruição do vapor de água associado às transições de fase na atmosfera

$\chi_q$  – difusividade do vapor de água

A equação de estado pode escrever-se, aceitando que a atmosfera se comporta como um gás ideal, na forma:

$$p\alpha = R_d T_v$$

em que  $T_v = T(1 + 0,61q)$  é a temperatura virtual.

Se forem conhecidos os termos  $S_e$ ,  $S_q$  e as constantes  $R_d$ ,  $c_p$ ,  $g$ ,  $f_k$ ,  $\mu$ ,  $\chi$  e  $\chi_q$ , as equações anteriores constituem um sistema fechado de 6 equações com 6 incógnitas ( $u, v, w, \theta, p, q$ ) independentes, que regem a dinâmica de uma atmosfera húmida e são aceites as seguintes simplificações:

a) a redução da equação da componente vertical do movimento à equação do equilíbrio hidrostático ( $dp = -\frac{1}{\alpha} g dz$ );

b) a simplificação da equação da continuidade resultante da condição incompressibilidade ( $\frac{d\alpha}{dt} = 0$ );

c) A linearização parcial das equações de Navier-Stokes

As variáveis termodinâmicas definem-se em função do seu desvio em relação a um estado de referência.

### 1.3.1 Perfil da temperatura do ar na troposfera

Se considerarmos que a atmosfera é um meio transparente, que não contém partículas líquidas e que está em equilíbrio hidrostático, em que as forças gravíticas são igualadas por forças de impulsão, o modelo mais simples consiste em aplicar o 1º princípio da termodinâmica:

$$dQ = du + dw$$

Para o caso de um gás mostra-se que:

$$dw = p d\alpha \quad \text{e} \quad du = c_{va} dT$$

onde

$d\alpha$  - variação do volume específico

$c_{va}$  - calor específico do ar seco a volume constante

$dT$  - variação da temperatura

Se considerarmos que o ar é mau condutor do calor e os processos de transferência de calor adiabáticos, podemos escrever:

$$dQ = 0,$$

e a lei de conservação de energia vem:

$$c_{va} dT + p d\alpha = 0$$

Diferenciando a equação de estado do ar seco  $p\alpha = R_a T$  e substituindo na lei de conservação de energia, obtemos:

$$(c_{va} - R_a) dT - R_a T \frac{dp}{p} = 0$$

em que  $\frac{R_a T}{p} = \alpha$ , da relação de Mayer  $c_{pa} = c_{va} + R_a$ , temos,

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_a}{C_{pa}} \frac{dp}{p}$$

Integrando para  $T$  e  $T_0$ ,  $P$  e  $P_0$ , obtém-se:

$$\frac{T}{T_0} = \frac{p^{\frac{R_a}{c_{pa}}}}{p_0^{\frac{R_a}{c_{pa}}}}$$

Esta expressão mostra a relação da temperatura com a pressão numa transformação adiabática.

Admitindo a condição do equilíbrio hidrostático na atmosfera e substituindo na equação diferencial das transformações adiabáticas vem:

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_a}{C_{pa}} \frac{(-\rho g dz)}{p}$$

e como  $p = \rho R_a T$  obtemos:

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_{pa}}$$

Com  $g = 9,8 \text{ ms}^{-2}$  e  $c_{pa} = 1004 \text{ Joule} / \text{Kg}^\circ \text{C}$ , vem

$$-\frac{dT}{dz} = 0,0098^\circ \text{C} / \text{m} = \Gamma = 9,8^\circ \text{C} / \text{Km}$$

A esta taxa de variação da temperatura do ar num processo adiabático é dado o nome de gradiente adiabático para o ar seco ( $\Gamma$ ) e exprime a rapidez da variação da temperatura numa partícula de ar numa transformação adiabática.

Se na troposfera for  $-\frac{dT}{dz} < \Gamma_d$ , diz-se que o equilíbrio estático da atmosfera é estável, com

$-\frac{dT}{dz} > \Gamma_d$  o equilíbrio estático da atmosfera é instável e com  $-\frac{dT}{dz} = \Gamma_d$  o equilíbrio estático da atmosfera é indiferente.

Numa transformação adiabática do ar húmido não saturado,

$$R_m = R_a(1 + 0,61r) \text{ e } c_{pm} = c_{pa}(1 + 0,8r),$$

considerando a equação do equilíbrio hidrostático para o ar húmido

$dp = -\rho_m g dz$  e a equação de estado do ar húmido  $p = \rho_m R_m T$ , vem:

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_{pm}} = \frac{g}{c_{pa}(1 + 0,8r)} = \Gamma'$$

$\Gamma'$  é o gradiente adiabático do ar húmido não saturado e é ligeiramente inferior a  $\Gamma$ .

Do contacto das camadas mais baixas da troposfera com a superfície do globo terrestre, sujeito ao aquecimento ou arrefecimento, dependendo da época do ano, da nebulosidade e das massas de ar presentes, na camada limite atmosférica é  $dQ \neq 0$ ; assim, é frequente durante o período diurno, na camada superficial, ocorrerem gradientes verticais negativos da

temperatura do ar que frequentemente são superadiabáticos e durante a noite, como consequência do arrefecimento da superfície do globo, ocorrem inversões da temperatura do ar em altitude, que frequentemente o gradiente vertical de temperatura ultrapassa 8 a 10°C/km. Para altitudes inferiores a 3 km, na região das latitudes subtropicais, é frequente a formação de inversões da temperatura do ar, resultante da influência das circulações anticiclónicas na baixa e média troposfera ( $Z < 6$  km) que determinam subsidência ( $w < 0$ ) acentuada.

### 1.3.2 Perfil vertical do vento na baixa troposfera

Na baixa troposfera, o escoamento, em regra, é turbulento, não isotérmico e é influenciado pela rugosidade do terreno, estado de equilíbrio da atmosfera e rotação da Terra; assim, o perfil vertical do vento será significativamente diferente sobre áreas urbanas, rurais e sobre o oceano.

O perfil vertical da intensidade do vento pode ser escrito na forma logarítmica:

$$u(z) = (u_*/k) \ln(z/z_0)$$

em que

$k = 0,41$  constante de von Karman

$z_0$  - comprimento da rugosidade característica do terreno

$u_*$  - velocidade de atrito =  $\sqrt{\tau_0/\rho}$

$\tau_0$  - tensão de corte

ou ainda, para situações de atmosfera não neutra,

$$u(z) = \left( (u_*/k) \ln(z/z_0) + \alpha \frac{z}{L} \right)$$

sendo

$L$  - comprimento de estabilidade de Monin-Obukhov

$\alpha = 6,0$  (Slade, 1968)

Na camada superficial, o perfil da velocidade pode ter uma aproximação tipo potência:

$$u(z) = u_1 \left( \frac{z}{z_1} \right)^p$$

onde  $p$  é um expoente adimensional, com valores que são função do estado de equilíbrio da atmosfera e das características do terreno.

#### 1.4. Nota histórica sobre brisas costeiras

Sentidas e conhecidas desde que o homem se aglomerou em zonas litorais, as brisas costeiras encontram-se entre os fenómenos meteorológicos há mais tempo estudados. O primeiro trabalho publicado é da autoria de Halley, em 1686. No entanto, o primeiro estudo quantitativo só verá a luz do dia dois séculos mais tarde, com os estudos de Davis (1889). Porém, só no século XX surgiram os contributos importantes para a teoria da dinâmica da brisa marítima devidos a Jeffreys (1922), Bjerkness (1933), Godske (1943), Haurwitz (1941, 1947) e Schmidt (1947).

A partir de meados do Séc. XX, são conhecidos os mecanismos essenciais da formação das brisas costeiras. Buchan, em 1860, apontava já que a brisa marítima resultava do facto de que a terra era aquecida em grau muito maior, de forma que o ar que estava por cima era também mais aquecido e subia e o ar frio da brisa marítima vinha ocupar o seu espaço. Mas, durante a noite e madrugada, a temperatura da terra e do ar adjacente arrefece mais do que o mar, e assim o ar torna-se mais pesado e denso e flui sobre o mar como uma brisa de terra.

Bjerkness, com o seu teorema da circulação, aponta a formação de solenóides entre os campos da pressão e da temperatura como o mecanismo gerador das brisas. Utilizando este teorema, Holton (1980) mostra que a aceleração média do vento à superfície junto à linha de costa é dada por

$$\frac{dU}{dt} = \frac{R \ln(P_0 / P_1)}{2(h + L)} (T_2 - T_1)$$

onde  $R$  é a constante dos gases ideais,  $T_2$  e  $T_1$ , a temperatura sobre terra e sobre mar,  $L$  e  $h$  as escalas horizontal e vertical do movimento celular da brisa,  $P_0$  a pressão atmosférica à superfície e  $P_1$  a pressão no topo da célula. Se bem que apresente o mecanismo físico mais relevante, as intensidades assim calculadas sobrevalorizam o efeito de brisa, e o seu ciclo vem desfasado do real (Defant, 1951), isto porque foi desprezado o atrito, a rotação da Terra (força de Coriolis), o efeito dos termos advectivos, etc.

Defant (1951) apresenta uma excelente descrição qualitativa do desenvolvimento de brisas costeiras em situações de calma, que se resume:

“No princípio da manhã, até pouco depois do nascer do Sol, as superfícies de pressão atmosférica tornam-se horizontais e não ocorre vento (por exemplo às 8h locais, uma hora depois do nascer do Sol). Ao fim da manhã, o ar sofre um movimento ascensional sobre a terra (aquecida) através da mistura turbulenta na camada limite atmosférica que apresenta uma estratificação instável, dando origem a um gradiente de pressão dirigido para o mar a uma certa distância da superfície, como resultado cria-se sobre a terra, junto à costa, uma região de baixas pressões e desenvolvem-se ventos do mar - brisa marítima”.

A brisa marítima transporta ar mais frio sobre a terra, advectando o campo da temperatura, o que por sua vez faz estender a brisa para o interior. A distância a que a brisa penetra varia fundamentalmente com a quantidade de calor cedida pela superfície da terra à atmosfera. O máximo da intensidade do vento é atingido a uma certa distância da costa, após o que se

forma uma região de convergência, tipo frontal à superfície, a que corresponde movimento vertical ascendente dá origem à formação de nuvens cumuliformes, do tipo representado na Fig. 1.20.

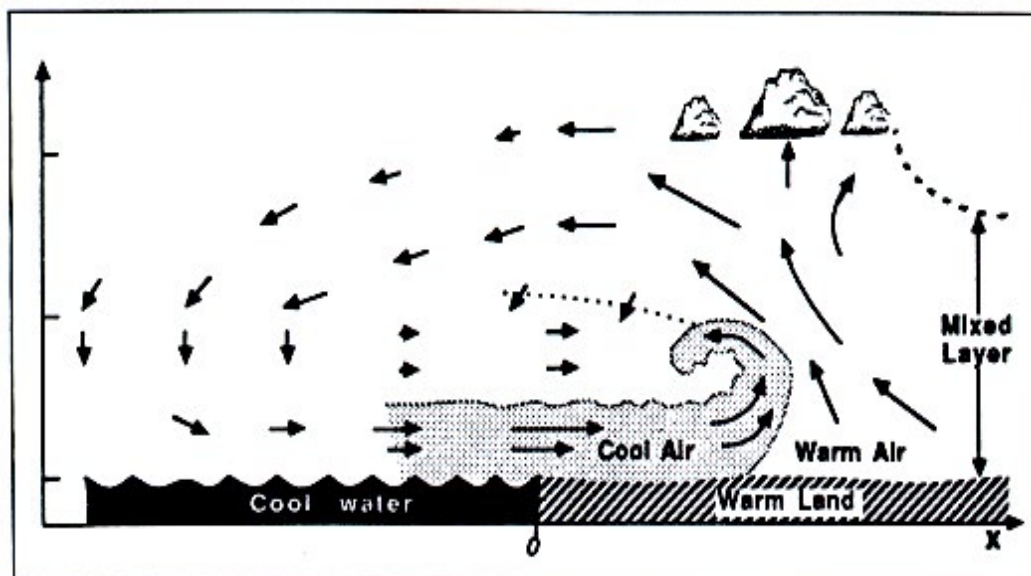


Fig. 1.20 Representação ideal do movimento do ar e formação de nuvens em situação de brisa do mar; Lyons (1975) and Ogawa, et al., (1986)

Depois do pôr-do-sol, o arrefecimento radiativo da superfície da terra e a advecção da temperatura provocada pela brisa vai reduzindo os gradientes horizontais de temperatura e as superfícies de pressão atmosférica voltam a ser horizontais.

Enquanto o arrefecimento radiativo continua, o ar junto à superfície terrestre torna-se mais denso e subside. O consequente abaixamento das superfícies de pressão, numa zona com determinada altitude, dá origem a um vento de mar a esse nível.

Em resposta à diminuição da densidade sobre o mar, gera-se um gradiente de pressão imediatamente a seguir à linha de costa que dá origem à brisa de terra.

A penetração da brisa de terra depende do arrefecimento da superfície da terra. Como de noite a camada superficial é estável, tanto sobre o mar como sobre a terra, a mistura vertical é muito menor, sendo a brisa de terra sempre menos intensa e menos extensa do que a brisa marítima.

O desenvolvimento das brisas costeiras depende ainda da fisiografia e topografia da superfície da terra e da geometria da linha de costa e torna-se bastante mais complexo quanto coexiste com uma situação sinótica que determina ventos intensos.

Os primeiros modelos numéricos bidimensionais não lineares às equações primitivas são devidos a Estoque (1961) e Fischer (1961), seguidos por Moroz (1967), Neumann e Mahrer (1971) e outros. A utilização de modelos bidimensionais para o estudo dos vários processos físicos associados às brisas têm continuado. São exemplos de referência os estudos de Pielke (1974b), Physick (1976, 1980), Anthes (1978), Kozo (1982b), Arrit (1989). A partir da década de 70, têm sido implementados alguns modelos tridimensionais - McPherson (1970), Pielke (1974<sup>a</sup>), Warner (1978), Hsu (1979).



### 1.5 Importância local e regional das brisas

O transporte de poluentes atmosféricos, embora seja um dos maiores problemas em termos ambientais, não deixa de ser muito complicado de ser estudado já que envolve um tipo de circulação de mesoscala de estrutura e variabilidade diurna. Com a população urbana em contínuo crescimento, existe um conjunto de actividades que o acompanham, como sendo o tráfego de veículos a motor, o consumo de energia e a expansão de actividades industriais; a elevada densidade de emissões libertadas pelos centros urbanos atingiu uma magnitude tal que deixou de ser possível repor a qualidade do ar, por processos de regeneração naturais.

Alguns estudos para determinar os efeitos da poluição industrial atmosférica, demonstram que o tempo médio de retorno dos poluentes podem ser da ordem de 2 a 3 dias. Este período inclui a emissão costeira durante a manhã, o seu transporte para terra com a brisa de mar, a injeção convectiva e por vezes devido à orografia, seguida de uma subsidência, a formação de uma camada sobre o mar e a reentrada final, novamente com a brisa de mar, uns dias mais tarde. Este mecanismo é apelidado, por alguns investigadores, de “reactor fotoquímico”, mecanismo que actua quase todos os dias durante o período compreendido entre a Primavera e o Outono.

A título de exemplo, num estudo, realizado por Ibarra et al., 1995, sobre modelação de dispersão à mesoscala, mostra claramente como se processa este mecanismo. Durante o dia, a brisa de mar pode transportar ozono em direcção à costa, o qual pode atingir os 60 a 100 km sobre o mar; durante o fim da tarde, foto-oxidantes são injectados até 3 a 5 km, na troposfera média; as retenções de ozono favorecem a formação de reservatórios estratificados o que faz com que as camadas mais baixas sejam arrastadas para terra, pela brisa de mar, durante o dia; os poluentes mais antigos acabam por reagir com as novas emissões provenientes da costa.

Nos dias em que a radiação solar é mais intensa e as temperaturas do ar e do solo mais elevadas durante o início da tarde, as concentrações de ozono à superfície atingem valores baixos durante a noite, como resultado da deposição à superfície, da destruição química e da ausência de produção fotoquímica e aumenta desde o amanhecer sob o efeito da radiação solar e das emissões dos percursos, industriais e de tráfego rodoviário, para atingir valores máximos durante a tarde. Portanto os valores da poluição observados em regiões de maior interioridade dependem da circulação atmosférica local e regional superior a 50 km associada à penetração da brisa do mar (Pierre Durand et Bernard Cros, CNRM).

Outro dos problemas de grande importância é a propagação de fogos florestais, quer pela devastação que provocam, quer pela severa degradação do ar e pelos acidentes que provocam nas populações incluindo os bombeiros que trabalham para os combater. Relatos indicam que estes acidentes estão relacionados com a dinâmica do incêndio, mudanças repentinas da direcção do vento, principalmente no final da tarde e início da manhã, fazendo com que os bombeiros, por vezes, fiquem presos no interior do incêndio. Para a costa mediterrânea espanhola, Millan et al., 1998, apresentam uma forte correlação entre os períodos mais quentes e o aparecimento de fogos florestais.

---

## Capítulo II

### Modelos meteorológicos de mesoscala

Durante as últimas décadas, tornou-se evidente que as brisas têm efeito profundo na modulação do clima local, designadamente no que se refere ao regime de ventos locais e à temperatura e humidade relativa do ar e ainda, no transporte e na dispersão de poluentes atmosféricos, em particular, nas regiões costeiras. A utilização de modelos numéricos para a simulação de brisas costeiras tem sido uma das perspectivas de análise deste fenómeno de mesoscala. Através da utilização de modelos analíticos lineares (Dalu e Pielke, 1989) tem-se obtido um conhecimento importante deste tipo de circulações. No entanto, é necessário adoptar modelos numéricos não lineares para simular escoamentos costeiros complexos, pois o sistema completo de equações de conservação é não-linear e complexo do ponto de vista de cálculo numérico.

Uma simulação numérica completa das brisas costeiras deverá considerar o gradiente de pressão induzido pela diferença de temperaturas entre o mar e a terra, estratificações atmosféricas, trocas verticais de calor, atrito turbulento, a rotação terrestre, as condições sinóticas e a topografia. Os primeiros modelos de simulação (Walsh, 1974) eram bidimensionais e consideravam unicamente linhas de costa rectas e terreno plano. Demonstrou-se entretanto (Mahrer e Pielke, 1977), que os padrões da temperatura e da humidade e vento associados às brisas costeiras eram muito afectados pela penetração do ar do mar com as formas complexas do terreno.

O estudo do efeito das irregularidades do litoral na estrutura das brisas costeiras foi iniciado com o desenvolvimento de um modelo tri-dimensional (McPherson, 1970). Outros modelos deste tipo permitiram finalmente efectuar a simulação de linhas costeiras reais (Flassak, 1990). Mais recentemente a investigação tem-se centralizado na avaliação do efeito de fenómenos muito concretos, sobre os padrões de circulação costeiros: influência da cobertura da superfície terrestre e orografia, que foi estudado por Lilly e Klemp (1979), McNider e Pielke 1984 e Rottman e Smith (1989) na interacção de vários sistemas de brisas adjacentes (Noonan e Smith, 1986), influência da vegetação e humidade do terreno (Segal et al, 1988a) e das nuvens (Segal et al, 1986).

Outro dos fenómenos importantes no escoamento atmosférico de mesoscala é a presença de orografia. Os estudos realizados têm permitido construir uma imagem relativamente clara da natureza da circulação gerada por obstáculos de geometria simplificada e da existência de diferentes regimes de escoamento, em função dos parâmetros característicos do problema.

O efeito de níveis críticos no estado de referência sobre a propagação de ondas gravíticas internas foi estudado teoricamente (Bretherton, 1966) e numericamente por diversos autores (Clark e Peltier, 1984).

A maior parte da modelação que inclui orografia de forma implícita, por intermédio da definição de uma coordenada vertical apropriada e diferem essencialmente nas aproximações feitas às equações da velocidade vertical e da continuidade e no sistema de coordenadas utilizado. No estudo de circulações que envolvem orografia com grande declive ou sempre que ocorram situações localizadas de instabilidade não é possível justificar a utilização de

---

modelos hidrostáticos. Os modelos totalmente compressíveis são, por sua vez, demasiado dispendiosos em tempo de cálculo ou envolvem problemas numéricos associados. A solução é o desenvolvimento de modelos não hidrostáticos. No entanto a sua utilização exige, um refinamento dos métodos usados nos cálculos dos termos advectivos no balanço dos traçadores (Gimson, 1993).

## **2.1 Modelo ‘Topographic Vorticity-mode Mesoscale Model (TVM)’**

O modelo TVM é a versão tridimensional (Schayez et al., 1990, Bornstein e al., 1996) do modelo bidimensional URBMET (Bornstein, 1975). Schayez e Thunis (1990) introduziram o efeito da topografia na versão anterior tridimensional de Bornstein e al. (1987) para superfície plana. O que diferencia o modelo TVM de outros modelos de mesoscala é o prognóstico da vorticidade em vez das componentes  $u$ ,  $v$ ,  $w$ .

Este modelo tem sido utilizado por diferentes grupos de meteorologia em quase todos os países da Europa, para descrever situações de brisas de mar, efeitos termomecânicos e de topografia para simulações sobre a dispersão lagrangeana de poluentes atmosféricos em regiões com topografia complexa.

Para utilização do modelo devem ter-se disponíveis mapas que incluam a topografia, tipo de vegetação e cobertura do solo. O domínio deste conjunto de dados deve ser maior do que o domínio de simulação. Por exemplo, se a área de simulação for 100 km x 100 km, então a área de simulação deve ser 120 km x 120 km. Isto é, sugere-se que o domínio de interesse seja um sub-domínio do domínio espacial simulado.

As condições iniciais termodinâmicas da superfície e aerológicas devem corresponder a valores observados na região ou obtidos em campanhas meteorológicas, em particular da temperatura e humidade relativa do ar e vento.

### **2.1.1 Equações do modelo**

As equações do modelo TVM na camada de transição na sua forma primitiva são derivadas das equações do movimento para um fluido newtoniano em rotação no sistema de coordenadas  $(x, y, z)$  assumindo que:

a) A atmosfera é hidrostática.

b) A atmosfera é pouco espessa (Thunis and Bornstein, 1994) e as flutuações de densidade são desprezáveis, excepto no termo de flutuabilidade da componente vertical da equação do movimento, onde são substituídas por flutuações da temperatura na mesoscala. A hipótese de Boussinesq sobre a pequena espessura da atmosfera conduz à forma incompreensível da equação da continuidade. As velocidades verticais são calculadas a partir da equação da continuidade.

---

- c) A atmosfera está sub-saturada e a humidade específica ( $q$ ) é conservativa
- d) A divergência do fluxo radiativo na Camada Limite Planetária (CLP) ocorre apenas de gases naturais.
- e) A temperatura virtual potencial na CLP pode ser aproximada por  $\theta = T + \Gamma z$ .
- f) Os processos de difusão molecular são desprezados visto que são menos importantes do que os processos de trocas por difusão turbulenta.
- g) As médias das variáveis termodinâmicas e dinâmicas podem ser definidas como a soma de várias partes; por exemplo, a média total da pressão  $p$  pode ser definida como:

$$p = p_0(z) + p_n(x, y) + p_M(x, y, z, t)$$

em que  $p_0(z)$  é a variabilidade hidrostática na ausência quer de forçamento sinóptico externo  $p_n$  quer de forçamento de mesoscala na camada limite atmosférica  $p_M$ .

No modelo TVM, admite-se que o forçamento sinóptico é constante e as variações espaciais e temporais resultam apenas dos movimentos de mesoscala.

Consequentemente, as equações do movimento para o modelo TVM foram estabelecidas por Bornstein et al. (1987a), na forma:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_M}{\partial x} + f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial u}{\partial z}) + K_H (\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_M}{\partial y} - f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial v}{\partial z}) + K_H (\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}) \quad (2)$$

$$-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_M}{\partial z} + g \frac{\theta_M}{\theta_0} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial \theta}{\partial z}) + K_H (\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2}) + \frac{1}{\rho_0 c_p} \frac{\partial Q_N}{\partial z} \quad (5)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (K_q \frac{\partial q}{\partial z}) + K_H (\frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q}{\partial y^2}) \quad (6)$$

em que o parâmetro de Coriolis é dado por  $f = 2\Omega \sin \Phi$  e onde as componentes do vento geostrófico são dadas por:

$$u_g = -\frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial p_n}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial p_n}{\partial x} \quad (7)$$

O vector vorticidade  $\omega = (-\xi, \zeta, \nu)$ , definido por  $\omega = \nabla \times \vec{V}$ , tem as seguintes componentes

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y}, \quad \zeta = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \quad \nu = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (8)$$

A aproximação na camada de atrito muito pouco espessa, cuja escala  $(L_z/L_x)^2$  deverá ser muito menor do que a unidade, deixa apenas as duas componentes de vorticidade horizontal, apenas com derivadas verticais

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \zeta = \frac{\partial u}{\partial z} \quad (9)$$

Com esta aproximação, a função de corrente  $\Psi$ , (definida por  $\vec{V} = \nabla \times \Psi$ ), tem também apenas duas componentes horizontais  $(\phi, -\psi)$ , obtidas por eliminação das componentes horizontais de  $\omega$ :

$$\xi = \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2}; \quad \zeta = \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \quad (10)$$

As equações horizontais do movimento (1) e (2) podem ser deste modo transformadas nas equações horizontais hidrostáticas da vorticidade (Bornstein e al., 1987).

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} + w \frac{\partial \xi}{\partial z} = \xi \frac{\partial u}{\partial x} - \zeta \left( f + \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_M}{\partial y} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} (K_m \xi) + K_H \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) \quad (11)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} = \zeta \frac{\partial v}{\partial y} + \xi \left( f - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_M}{\partial x} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} (K_m \zeta) + K_H \left( \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right) \quad (12)$$

Nas aplicações, as equações anteriores são transformadas num novo sistema de coordenadas para ter em conta as influências topográficas. No novo sistema contravariante  $(\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z})$  no qual  $(\sim)$  representa variáveis transformadas, apenas a coordenada vertical é transformada (segundo Pielke, 1984) por:

$$\begin{aligned} \tilde{x} &= x, \quad \tilde{y} = y, \quad \eta = \frac{z_{máx} [z - z_g(x, y)]}{z_{máx} - z_g(x, y)} \end{aligned} \quad (13)$$

A malha da rede vertical é portanto função da localização horizontal, e somente o nível da superfície acompanha o terreno. Deve salientar-se que na transformação indicada, as componentes horizontais transformadas da velocidade são ainda iguais aos correspondentes valores cartesianos e que a transformação não depende do tempo, como acontece no sistema de coordenadas sigma-pressão. As velocidades transformadas são dadas por

$$\tilde{u} = u; \quad \tilde{v} = v; \quad \tilde{w} = u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} + w \frac{\partial \eta}{\partial z} \quad (14)$$

No novo sistema de coordenadas, as equações (11), (12) e (4) a (6), tomam respectivamente as formas:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial t} + \tilde{u} \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial \tilde{x}} + \tilde{v} \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial \tilde{y}} + \tilde{w} \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial \tilde{\eta}} = & \tilde{\zeta} \left( f - \frac{\partial \tilde{u}}{\partial \tilde{y}} \right) - \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_M}{\partial \tilde{x}} - \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_M}{\partial \tilde{\eta}} \frac{\partial z_g}{\partial \tilde{x}} \left( \frac{\eta - z_{máx}}{z_{máx} - z_g} \right) - \\ & - f_{zg}^{-1} K_H \left\{ \frac{\partial^2}{\partial \tilde{x}^2} (f_{zg} \tilde{\zeta}) + \frac{\partial^2}{\partial \tilde{y}^2} (f_{zg} \tilde{\zeta}) \right\} + f_{zg}^{-2} \frac{\partial^2}{\partial \tilde{\eta}^2} (K_m \tilde{\zeta}) + \tilde{\zeta} \frac{\partial \tilde{v}}{\partial \tilde{y}} \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tilde{\xi}}{\partial t} + \tilde{u} \frac{\partial \tilde{\xi}}{\partial \tilde{x}} + \tilde{v} \frac{\partial \tilde{\xi}}{\partial \tilde{y}} + \tilde{w} \frac{\partial \tilde{\xi}}{\partial \tilde{\eta}} = & -\tilde{\xi} \left( f + \frac{\partial \tilde{v}}{\partial \tilde{x}} \right) - \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_M}{\partial \tilde{y}} - \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_M}{\partial \tilde{\eta}} \frac{\partial z_g}{\partial \tilde{y}} \left( \frac{\eta - z_{máx}}{z_{máx} - z_g} \right) - \\ & - f_{zg}^{-1} K_H \left\{ \frac{\partial^2}{\partial \tilde{x}^2} (f_{zg} \tilde{\xi}) + \frac{\partial^2}{\partial \tilde{y}^2} (f_{zg} \tilde{\xi}) \right\} + f_{zg}^{-2} \frac{\partial^2}{\partial \tilde{\eta}^2} (K_m \tilde{\xi}) + \tilde{\xi} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial \tilde{x}} \end{aligned} \quad (16)$$

$$0 = \frac{\partial}{\partial \tilde{x}} (f_{zg} \tilde{u}) + \frac{\partial}{\partial \tilde{y}} (f_{zg} \tilde{v}) + \frac{\partial}{\partial \tilde{\eta}} (f_{zg} \tilde{w}) \quad (17)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\tilde{u} \frac{\partial \theta}{\partial \tilde{x}} - \tilde{v} \frac{\partial \theta}{\partial \tilde{y}} - \tilde{w} \frac{\partial \theta}{\partial \tilde{\eta}} + f_{zg}^{-2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\eta}} \left( K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial \tilde{\eta}} \right) - K_H \left( \frac{\partial^2 \theta}{\partial \tilde{x}^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial \tilde{y}^2} \right) + \frac{1}{\rho_0 c_p} \frac{\partial Q_N}{\partial z} \quad (18)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\tilde{u} \frac{\partial q}{\partial \tilde{x}} - \tilde{v} \frac{\partial q}{\partial \tilde{y}} - \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial \tilde{\eta}} + f_{zg}^{-2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\eta}} \left( K_q \frac{\partial q}{\partial \tilde{\eta}} \right) - K_H \left( \frac{\partial^2 q}{\partial \tilde{x}^2} + \frac{\partial^2 q}{\partial \tilde{y}^2} \right) \quad (19)$$

em que o factor de correcção da topografia  $f_{zg}$  é dado por:

$$f_{zg} = \left( \frac{z_{máx} - z_g}{z_{máx}} \right) \quad (20)$$

Para obter estas equações, consistentes com as hipóteses “hidrostática” e de “pequena espessura” admite-se que os gradientes horizontais da nova coordenada vertical pode ser desprezada em presença do seu gradiente vertical, i.e.,

$$\left| \frac{\partial \eta}{\partial x} \right| \ll \left| \frac{\partial \eta}{\partial z} \right|, \quad \left| \frac{\partial \eta}{\partial y} \right| \ll \left| \frac{\partial \eta}{\partial z} \right| \quad (21)$$

Esta solução exige que a topografia tenha pequenos declives, isto é, muito menores do que 45° (Pielke 1984).

A função de corrente transformada  $\tilde{\Psi} = (\tilde{\phi}, -\tilde{\psi}, 0)$ , vem

$$\tilde{\xi} = f_{zg}^{-2} \frac{\partial^2 \tilde{\phi}}{\partial \eta^2}; \quad \tilde{\zeta} = f_{zg}^{-2} \frac{\partial^2 \tilde{\psi}}{\partial \eta^2} \quad (22.a)$$

Os valores das velocidades horizontais transformados  $(\tilde{u}, \tilde{v})$  podem então ser obtidas das funções de corrente, por:

$$\tilde{u} = f_{zg}^{-1} \frac{\partial \tilde{\psi}}{\partial \eta}; \quad \tilde{v} = f_{zg}^{-1} \frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial \eta} \quad (22.b)$$

Finalmente, a velocidade vertical transformada  $\tilde{w}$  é calculada com a equação da continuidade transformada (17). Bornstein et al. e outros autores usaram funções de corrente em conjunto com a formulação da vorticidade para garantir a conservação de massa. Porém, não são, de facto, necessárias em modelos hidrostáticos de vorticidade, no entanto, o seu uso no modelo TVM permitire a sua conversão mais fácil em versão não-hidrostática.

O modelo URBMET original usa, por um lado, dois fechos para o transporte turbulento de calor e quantidade de movimento i.e., o fecho de 1ª ordem de O'Brien (1970) no qual as difusividades verticais turbulentas são definidas por polinómios do 3º grau dependentes apenas das características da camada limite superficial e uma formulação de ordem superior baseada na formulação de Mellor e Yamada (1982).

A versão tridimensional do URBMET com um fecho de ordem superior foi usada por Klotz e Bornstein (1985) para simular o desenvolvimento frontal das brisas. O modelo TVM utiliza um fecho de ordem 1,5 em que a energia cinética turbulenta transformada, dada por:

$$e_T = (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) / 2 \quad (23)$$

é obtida com:

$$\begin{aligned} \frac{\partial e_T}{\partial t} = & -\tilde{u} \frac{\partial e_T}{\partial \tilde{x}} - \tilde{v} \frac{\partial e_T}{\partial \tilde{y}} - \tilde{w} \frac{\partial e_T}{\partial \tilde{\eta}} + K_m f z g^{-2} \left[ \left( \frac{\partial \tilde{u}}{\partial \eta} \right)^2 + \left( \frac{\partial \tilde{v}}{\partial \eta} \right)^2 \right] - \frac{g}{\theta_0} K_h f z g^{-1} \frac{\partial \theta_M}{\partial \eta} + \\ & + 1,2 \left( \frac{\partial}{\partial \eta} K_m \frac{\partial e_T}{\partial \eta} \right) - C_2 \frac{e_T^{3/2}}{l_\varepsilon} + K_H \left( \frac{\partial^2 e_T}{\partial \tilde{x}^2} + \frac{\partial^2 e_T}{\partial \tilde{y}^2} \right) \end{aligned} \quad (24)$$

em que os termos que seguem as três advecções representam respectivamente a produção de energia cinética turbulenta por cisalhamento, a produção/destruição por impulsão, o transporte por difusão vertical, a dissipação molecular e a difusão horizontal. O coeficiente 1,2 que precede o termo da difusão vertical incorpora efeitos da correlação de termos da pressão.

A constante de difusão horizontal  $K_H$  actua principalmente como um filtro numérico ou factor de estabilização. Em situações com terreno complexo, ocorrerá um aumento da difusão vertical se a difusão horizontal actuar ao longo das superfícies da topografia transformada e não ao longo das superfícies horizontais (Alpert and Neumann, 1984).

Assim, por exemplo, os fluxos horizontais turbulentos de calor, tomam a forma:

$$\overline{\tilde{u}'\theta'} = \overline{u'\theta'} = K_H \frac{\partial \theta}{\partial x} = K_H \frac{\partial \theta}{\partial \tilde{x}} + K_H \frac{\partial \theta}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (25)$$

Se bem que termos similares de correcção possam ser introduzidos para fluxos verticais turbulentos de calor, estas correcções serão menos importantes do que as horizontais nas configurações usuais do terreno com declives moderados. Por outro lado como as circulações são geradas principalmente por aquecimento diferencial, as correcções só são introduzidas na equação da energia (1º princípio da termodinâmica).

Em geral admite-se que  $K_q = K_h$ , e os coeficientes de difusão turbulenta vertical são dados por:

$$K_m = C_l l_k e_T^{1/2} \quad (26)$$

$$K_h = K_q = \alpha K_m \quad (27)$$

em que o número de Prandtl turbulento  $\alpha$  é tomado como constante.

A dissipação e o comprimento de mistura por difusão ( $l_\varepsilon$  e  $l_k$  respectivamente) são ambos obtidos a partir da teoria de Therry and Lacarrère (1983). Nesta formulação, que permite



reproduzir comportamentos obtidos com modelos com soluções turbulentas de maior ordem,  $l_\varepsilon$  é dado por:

$$\frac{1}{l_\varepsilon} = \frac{1}{k(z + z_0)} + \frac{C_{e1}}{h_i} - \left( \frac{1}{kz} + \frac{C_{e2}}{h_i} \right) m_1 m_2 + \frac{C_{e5}}{l_s} \quad (28)$$

onde,

$$m_1 = (1 + C_{e3} h_i / hz)^{-1}$$

$$m_2 = \begin{cases} 0, & , L \geq 0 \\ \left( 1 - C_{e4} L / h_i \right)^{-1}, & , L < 0 \end{cases}$$

$$\frac{1}{l_s} = \begin{cases} 0, & , \partial\theta/\partial\eta \leq 0 \\ \left( \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial\theta}{\partial\eta} / e_T \right)^2, & , \partial\theta/\partial\eta > 0 \end{cases}$$

$$L = \theta_0 u_*^2 / (gk\theta_*)$$

As constantes  $C_{ei}$  foram determinadas experimentalmente, e a altura da camada limite  $h_i$  é definida no modelo pela altura para a qual a energia cinética turbulenta  $e_T$  se reduz a 10% do valor à superfície. Na equação (28), os 2 primeiros termos representam as espessuras da camada superficial e da camada de mistura neutra, respectivamente; o terceiro termo aumenta os 2 primeiros quando a atmosfera se aproxima do limite da convecção livre, enquanto o último impõe um limite inferior a  $l_\varepsilon$ , em função da estabilidade local.

Uma fórmula semelhante existe para o comprimento de mistura por difusão  $l_k$ , mas com diferentes coeficientes. Outras soluções para os comprimentos de mistura conduzem a melhores resultados com turbulência não isotrópica em situações convectivas.

Os fluxos turbulentos são considerados constantes na camada limite de superfície; as variáveis na CLS deverão obedecer à teoria da semelhança de Monin-Obukhov, a qual permite a definição dos parâmetros de escala da velocidade de atrito  $u_*$ , temperatura  $\theta_*$  e humidade  $q_*$ .

Estes parâmetros são calculados, respectivamente, recorrendo à intensidade do vento, temperatura e humidade específica à superfície (altura  $z = h$ ), a partir de

$$\begin{aligned} u_* &= kV_H(z) \left[ \ln \frac{z}{z_0} - \hat{\psi}_m(\zeta) \right]^{-1} \\ \theta_* &= \frac{\theta(z) - \theta_0}{0.74} \left[ \ln \frac{z}{z_0} - \hat{\psi}_h(\zeta) \right]^{-1} \\ q_* &= \frac{q(z) - q_0}{0.74} \left[ \ln \frac{z}{z_0} - \hat{\psi}_h(\zeta) \right]^{-1} \end{aligned} \quad (29)$$

em que a altura, não dimensional  $\zeta \equiv \frac{z}{L}$ .

As funções  $\hat{\psi}_m$  e  $\hat{\psi}_h$  são formas integrais dos gradientes adimensionais do vento e da temperatura, respectivamente. A formulação utiliza as funções de convecção forçada de mistura, de Businger et al. (1973). Com condições de grande estabilidade e quando  $z/L$  excede a unidade poderão surgir problemas com a formulação da Camada Limite Superficial (CLS), (Shir and Bornstein, 1977).

A formulação de Noilhan (1987), permite evitar que os fluxos na CLS tendam para zero com demasiada rapidez.

Os parâmetros de escala calculados são utilizados para construir os perfis verticais na CLS do vento, da temperatura e da humidade, obtidos por solução de (29) para os valores relevantes da superfície. São também utilizados para obter os valores dos fluxos na CLS a partir de

$$\begin{aligned} \tau &= \rho_0 u_*^2 \\ H &= -\rho_0 c_p u_* \theta_* \\ E &= -\rho_0 L_v u_* q_* \end{aligned} \quad (30)$$

Estes resultados são então utilizados como ligação entre a CLS e as camadas de transição através dos termos da equação de prognóstico da difusão vertical aplicados ao nível  $h$ .

### 2.1.2 Condições fronteira

As condições fronteira são definidas nas 6 fronteiras externas do modelo e em 2 fronteiras internas, i.e., superfície e topo da camada limite superficial. No topo do modelo o vento é

geostrófico, a vorticidade é zero e os valores da temperatura e da humidade são os da escala sinóptica. Não há constrangimentos a  $\tilde{w}$ , (excepto que é zero à superfície) e é calculada para satisfazer a continuidade em (17); no entanto, as condições de  $\tilde{u}$  e  $\tilde{v}$  no topo do modelo implicam que o gradiente vertical de  $\tilde{w}$  no topo do modelo seja zero.

A topografia complexa num modelo hidrostático da CLS também permite a formação e propagação, principalmente em condições de estabilidade, de ondas gravíticas com propagação vertical.

Como estas ondas se podem reflectir na fronteira superior, utiliza-se um filtro horizontal numa camada de contenção (consistindo nos 5 níveis mais altos do domínio) que atenua as perturbações. O filtro é utilizado para atenuar todas as variáveis de prognóstico (excepto  $e_T$ ) em cada passo de integração, utilizando os seus 4 valores vizinhos,

$$\hat{\phi}_{j,k} = (1-\lambda)\hat{\phi}_{j,k} + 0,25\lambda(\hat{\phi}_{j+1,k} + \hat{\phi}_{j,k+1} + \hat{\phi}_{j-1,k} + \hat{\phi}_{j,k-1}) \quad (31)$$

em que  $\hat{\phi}$  é qualquer das 4 variáveis de prognóstico e em que  $\lambda$  varia linearmente de 0 a 0,5, desde a base até ao topo da camada de contenção.

O cálculo da variação espaço-temporal dos valores da temperatura e da humidade específica à superfície necessita é dos fluxos de calor do solo e do vapor de água à superfície. A temperatura à superfície sobre o mar/lagos é constante. A temperatura do solo à superfície é calculada pela seguinte equação de prognóstico de Deardorff (1978)

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = -\frac{c_1 G_0}{c_s \rho_s d} - \frac{c_2 (T_0 - T_b)}{\tau_d} \quad (32)$$

Esta equação foi desenvolvida para solo nu, mas na presente aplicação, a vegetação é tomada em conta de uma forma indirecta no cálculo do fluxo de calor latente. O fluxo de calor à superfície do solo  $G_0$  é obtido usando o método residual na seguinte forma da equação do balanço de energia à superfície

$$G_0 = (1-a)R_0 - F_u + F_d - H - E \quad (33)$$

O fluxo radiativo solar numa superfície horizontal à superfície é calculado a partir da formulação de Schayes (1992), incluindo um factor de absorção específico dos aerossóis, a distância variável Terra-Sol, a dispersão de Rayleigh para o ar seco e a absorção pelo vapor de água, com o efeito das superfícies inclinadas incluídas, em  $R_0$  segundo Pielke (1984).

O fluxo de grande comprimento de onda (c.d.o) ascendente  $F_u$  é calculado através da lei de Stefan-Boltzman, enquanto o fluxo descendente  $F_d$  segue o esquema de Sasamori (1968).

$$E_0 = \frac{\delta(R_N - G_0) + c_p \rho_0 [q_{sat} - q(h)] / r_a}{\delta + \gamma(1 + r_0 / r_a)} \quad (34)$$

Onde:

$$\frac{\partial q_0}{\partial t} = \frac{E_0 - E(\lambda)}{h} \quad (35)$$

O balanço à superfície dos fluxos radiativos  $R_N$  é a soma dos três fluxos radiativos indicados (incluindo os efeitos do albedo da superfície), enquanto os valores dos fluxos de calor sensível e do calor latente na CLS (H e E, respectivamente) são obtidos no passo de integração anterior através das equações (30). De acordo com Therrey e Lacarrère (1983), a energia turbulenta  $e_T$  é igualada a  $4u_*^2$  à superfície, na CLS, e no primeiro nó da malha da camada de transição. Finalmente, a temperatura nas camadas inferiores do solo é constante em cada tipo de solo.

## 2.2 Modelo MM5

O modelo MM5 (5th Generation Mesoscale Model) desenvolvido pelo PSU (Pennsylvania State University) / NCAR (National Center for Atmospheric Research) é um modelo que permite realizar simulações definindo múltiplos domínios de área limitada, possui a dinâmica definida pelo sistema não hidrostático da atmosfera no sistema de coordenadas sigma na vertical. Possibilita realizar simulações numéricas com uma variedade de opções de configurações físicas para simular ou prever estados da circulação atmosférica regional de mesoscala. Além disso, possibilita a realização de ensaios numéricos da atmosfera com a introdução detalhada da topografia do território continental, factor fisiográfico modulador do campo do vento à superfície e na baixa troposfera, sendo de esperar que, com modelo de malha fina, se obtenha uma representação detalhada do campo do vento local e regional, que resulte essencialmente tanto da influência do mar no território como dos efeitos topográficos.

O modelo MM5 é aplicado num vasto espectro de estudos teóricos e em tempo real, incluindo aplicações de simulações de prognóstico e assimilação de dados a 4 dimensões.

Nas escalas mais pequenas, meso - beta e meso - gama (2 a 200 km) é utilizado em estudos que envolvem a formação e desenvolvimento de sistemas convectivos, superfícies frontais, brisas, circulações de vale e montanha e ilhas de calor.

### 2.2.1 Equações do modelo

Em termos das coordenadas  $(x, y, \sigma)$ , para as variáveis básicas do modelo não hidrostático, excluindo a humidade, é regido pelas equações da divergência, quantidade de movimento e termomecânica é dada por :

$$\frac{\partial p}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p \nabla \cdot V = -V \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left( \frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right) \quad (36)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left( \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla u + v \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - e w \cos \alpha - \frac{u w}{r_{terra}} + D_u \quad (37)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left( \frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla v - u \left( f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) + e w \sin \alpha - \frac{v w}{r_{terra}} + D_v \quad (38)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0 g}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g p'}{\gamma p} = -V \cdot \nabla w + g \frac{p_0 T'}{p T_0} - \frac{g R_d}{c_p} \frac{p'}{p} + e(u \cos \alpha - v \sin \alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{terra}} + D_w \quad (39)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left( \frac{\partial p'}{\partial t} + V \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \quad (40)$$

onde os termos da advecção e da divergência podem ser expandidos em :

$$V \cdot \nabla X = m u \frac{\partial X}{\partial x} + m v \frac{\partial X}{\partial y} + \sigma \frac{\partial X}{\partial \sigma} \quad (41)$$

com

$$\sigma = - \frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \left( \frac{\partial p^*}{\partial x} u + \frac{\partial p^*}{\partial y} v \right) \quad (42)$$

e

$$\nabla \cdot V = m^2 \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{u}{m} \right) - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + m^2 \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{v}{m} \right) - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\rho_0 g}{p^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma} \quad (43)$$

O modelo não despreza o último termo da direita da primeira equação, que representa o aumento da pressão devido ao aquecimento que força a expansão do ar. As equações de 2 a 4 incluem os termos  $(eu, ew)$  que representam as componentes da força de Coriolis, geralmente desprezadas, onde  $e = 2\Omega \cos \lambda$ ,  $\alpha = \phi - \phi_c$ ,  $\lambda$  representando a latitude,  $\phi$  a longitude e  $\phi_c$  a longitude central. Os termos  $u \frac{\partial m}{\partial y}$ ,  $v \frac{\partial m}{\partial x}$  e  $r_{terra}$  representam os efeitos da curvatura e “m” o factor de escala do mapa. As equações 2, 3 e da divergência incluem termos que levam em consideração a inclinação das superfícies sigma quando se calculam os gradientes horizontais.

As equações de prognóstico para o vapor de água e das variáveis microfísicas, tais como nuvens e precipitação, também são utilizadas no modelo e incluem os termos de advecção e as várias formas de fontes e sumidouros.

As equações apresentadas são colocadas na forma de diferenças finitas, para a malha B de Arakawa, em que é utilizado o esquema de segunda ordem centrado representando os gradientes, excepto para o termo da queda da precipitação que utiliza o esquema de primeira ordem na direcção do escoamento, “upstream” (Arakawa e Lamb, 1977; Grell et al., 1994; NCAR Tech. Note 398).

O esquema utilizado de integração no tempo é o de leapfrog, de segunda ordem, com um filtro, para controlar o modo computacional, não obstante alguns termos serem manipulados com esquemas de time - splitting.

Na configuração padrão, o MM5 é processado em quatro domínios de integração D1, D2, D3 e D4 e 32 níveis na vertical (31 camadas). O menor valor da coordenada sigma do modelo é 0.99, ou seja, cerca de 25m acima do nível da superfície e o menor nível da camada média entre os sigmas (meio sigma) é da ordem de 15 m sobre a superfície terrestre. Nas aplicações a Portugal continental, o centro do domínio D1 foi estabelecido em 40°N e 12°W.

No Quadro 2.1, apresenta-se a resolução horizontal aproximada de cada um dos domínios, o número de pontos da rede ao longo das direcções este-oeste e norte-sul, o passo de tempo de integração e a resolução dos dados de topografia e uso do solo utilizado no modelo. Tendo em conta que o quarto domínio foi configurado para cobrir áreas distintas, indicam-se com extensões N, C e S, mostrando, respectivamente, as regiões Norte, Centro e Sul de Portugal continental.

Quadro 2.1 Resolução horizontal aproximada de cada um dos domínios

Domínios MM5	D1	D2	D3	D4N	D4C	D4S
Resolução Horizontal (km)	81	27	9	3	3	3
Pontos de rede Este-Oeste	57	61	97	97	97	97
Pontos de rede Norte-Sul	39	49	79	79	79	79
Topografia e Uso do Solo (km)	56	19	9	1	1	1
Passo de tempo (segundos)	162	54	18	6	6	6

Nas Fig. 2.1.a, 2.1.b e 2.1.c apresentam-se os domínios de simulação que foram utilizados para simulações. Nas referidas figuras estão indicados os domínios de simulação utilizados com MM5.

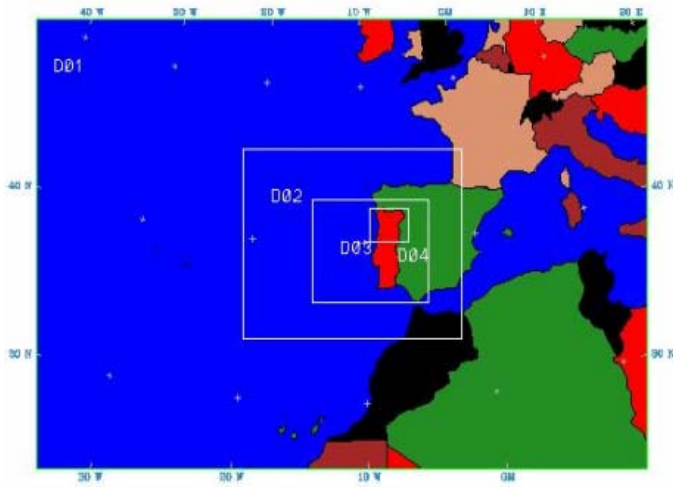


Fig. 2.1.a Domínio Norte (D4N)

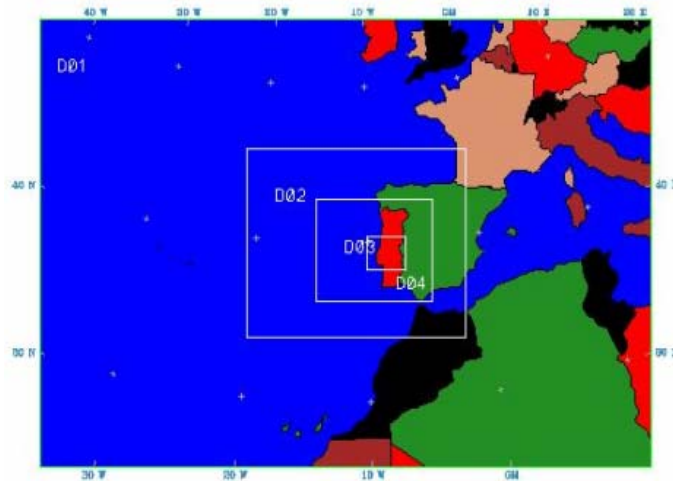


Fig. 2.1.b Domínio Centro (D4C)

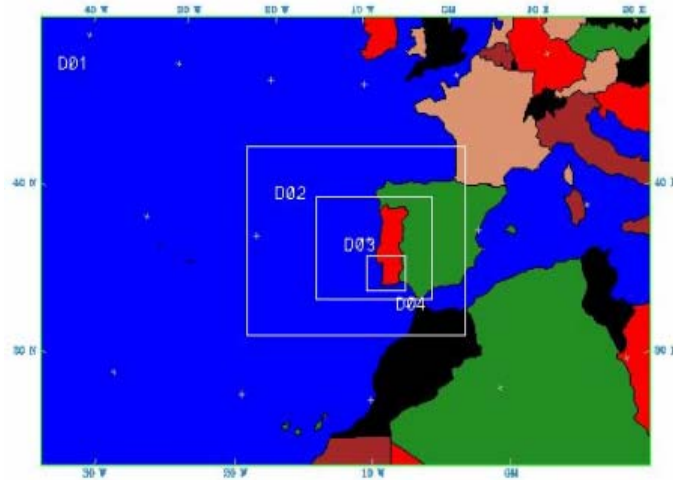


Fig. 2.1.c Domínio Sul (D4S)

Fig. 2.1 Domínios de simulação com MM5

Os domínios D01, D02 e D03 que são idênticos para todos os casos de simulações e os domínios D4N para simulações na região norte de Portugal continental (Fig. 2.1.a), domínio D4C para simulações na região central de Portugal continental (Fig. 2.1.b) e a região de simulação sul (Fig. 2.1.c).

É de referir que, nas três regiões indicadas, norte, centro e sul, foram realizadas campanhas meteorológicas e para as quais estão disponíveis todas as observações meteorológicas de superfície e de altitude.

### 2.2.2 Esquemas de parametrização

Para a formulação dos esquemas de parametrização de cúmulos nos três domínios (D1, D2 e D3) do modelo, é necessário que se tenha conhecimento sobre as alternativas existentes e os aspectos técnicos que dizem respeito às hipóteses pertinentes de cada esquema. O quarto domínio, por ter uma resolução espacial de 3 km foi integrado sem parametrização de cúmulos. Além disso, é igualmente importante a realização de testes e análises dos resultados, além da comparação com resultados de observações meteorológicas. Os esquemas de parametrização de cúmulos utilizados nas simulações foram feitos em consonância com os resultados dos estudos já realizados para as mesmas regiões de integração do modelo (Yamasaki e al. 2004).

O modelo MM5 apresenta diferentes opções para o estabelecimento de parametrizações de nuvens cumuliformes, descritos a seguir e que foram utilizados nos três domínios externos de integração.

Segundo Dudhia et al. (2002), a não utilização de nenhuma parametrização é essencialmente adequada quando se processa o modelo para redes horizontais com malhas da ordem de 5 a 10 km de extensão e por conseguinte não foi utilizada, conforme já mencionado, nenhuma parametrização no D4.

A parametrização de Anthes-Kuo (Kuo, 1965, 1974; Anthes, 1977) que é a mais antiga entre todas as que estão disponíveis no MM5, é baseada na convergência da humidade e com a suposição de que a intensidade da convecção profundo é proporcional à convergência do fluxo horizontal de vapor de água, integrada verticalmente.

O esquema é essencialmente aplicável para redes horizontais com malhas superiores a 30 km, embora haja na literatura referências em que se afirma que esse esquema se aplica para malhas de 30 km ou menores (Pielke, 2002).

Esse esquema produz excesso de precipitação convectiva em escalas menores do que a da extensão do modelo, requer a especificação de um perfil de aquecimento especificado e a humidificação depende da humidade relativa.

O esquema de Grell (Grell et al. 1991, 1993) é outra opção baseada na taxa de instabilidade ou quase equilíbrio, ou seja da energia potencial disponível.

Trata-se de um esquema que assume que todas as nuvens de desenvolvimento vertical se apresentam com extensão única, com fluxos ascendentes e descendentes e movimentos compensatórios que determinam o perfil de aquecimento e humidificação; é muito útil para escalas espaciais menores, de 10 a 12 km e tende a permitir um balanço entre a escala da precipitação que é resolvida e a precipitação convectiva e, além disso, leva em consideração os efeitos do cisalhamento. Não são considerados os efeitos de arrastamento no cálculo da eficiência da precipitação.

A parametrização de Arakawa-Shubert (1974) de multinuvens é também outra opção, embora seja um esquema muito pesado em termos de cálculo computacional. Não será descrito aqui porque não foi utilizado em nenhuma simulação neste trabalho.

A parametrização de Fritz-Chappell baseia-se na relaxação do perfil devido às propriedades das regiões com movimentos ascendentes e de subsidência. Nesse esquema o fluxo de massa convectivo remove metade da energia de flutuação disponível no tempo de relaxação e apresenta uma taxa de arrastamento fixo.

É aplicável para redes com malhas horizontais da ordem de 20 a 30 km, pois assenta na hipótese de uma simples nuvem e subsidência local (Fritsch e Chappell, 1980, Fritsch e Kain, 1993). Esse esquema simula tanto as propriedades dos movimentos ascendentes como descendentes e também a expulsão e a precipitação das nuvens, além de considerar os efeitos do cisalhamento na eficiência da precipitação.

Há basicamente duas opções de escolha nos esquemas de Kain-Fritz; o primeiro, embora muito sofisticado, não é muito popularmente utilizado, pois utiliza um sofisticado sistema de mistura de nuvens para determinar o arrastamento e “expulsão” na nuvem, e remove toda energia de flutuação disponível no tempo de relaxação (Kain e Fritsch, 1993).

O esquema prevê tanto as propriedades do ar ascendente como descendente e, também, considera os efeitos do cisalhamento na eficiência da precipitação. O segundo esquema, mais recente é semelhante ao que tem sido ensaiado pela NCEP/ETA. Esse esquema inclui

---



também a convecção pouco profunda e trata-se de uma nova opção dentro do MM5 o qual é recomendável para malhas com escalas da ordem de 20 a 25 km de extensão.

O esquema de Betts-Miller é semelhante ao que tem sido utilizado no modelo NCEP/ETA. Apresenta como base o ajustamento da relaxação para um perfil termodinâmico de referência pós-convectivo sobre um período de tempo. Esse esquema é mais apropriado para malhas com extensões superiores a 30 km, mas sem movimentos descendentes explícitos, e portanto pode não ser apropriado para convecção severa (Betts et Miller, 1986, 1993 e Janjic, 1994).

Após vários ensaios, os esquemas de parametrização que acabaram por ser utilizados são os mesmos que têm sido utilizados para fins de análise e investigação, após Março de 2003, na Universidade de Aveiro, isto é, Kain-Fritz para os domínios D1 e D2 e Grell para o domínio D3 (Y. Yamasaki'2004).

As outras parametrizações estabelecidas nos processamentos que foram executadas incluem a de Hong-Pan (1996), também conhecido como esquema MRF, para a camada limite planetária; esquema de microfísica de Dudhia para os domínios D1 e D2 e Reisner para o domínio D3; esquema de radiação de Dudhia. Essas parametrizações foram utilizadas em todas as simulações apresentadas no Capítulo VI.

### 2.2.3 Condições fronteira horizontais

O modelo foi inicializado e re-alimentado com os campos das re-análises (NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis, conhecidos por Reanalysis-2, baseado nos dados generalizadamente utilizados e disponibilizados livremente em <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/reanalysis.html>). Esses dados resultam do processamento feito usando a segunda versão do Modelo Atmosférico de Intercomparação (AMIP-II) do Departamento de Energia (DOE) do Centro Nacional de Previsão de Meio Ambiente (NCEP), ("NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis"), cujos detalhes são apresentados por Kanamitsu et al. (2002). Eles são conhecidos actualmente como reanálise 2 e foram preparados recorrendo ao estado da arte dos sistemas de análise e previsão do tempo e de assimilação dos dados, para o período 1979 até o presente. O conjunto de dados apresenta uma melhoria nas reanálises realizadas anteriormente, conforme descrito por Kalnay *et al.* (1996).

Os dados da reanálise que cobrem o período das campanhas meteorológicas, foram arquivados para fins de processamento do modelo MM5 de previsão de mesoscala. O conjunto de dados constituído engloba apenas as variáveis necessárias para a inicialização dos modelos de mesoscala, além de servir como condições de fronteira. Os seguintes parâmetros meteorológicos integram o conjunto de dados de altitude: geopotencial, temperatura, humidade relativa do ar, componentes zonal e meridional do vento; e de superfície (níveis sigma 0,995): temperatura, humidade relativa do ar, pressão ao nível do mar, altura do geopotencial, componentes zonal e meridional do vento, além da temperatura do ar à superfície.

---

## Capítulo III

### Equipamentos e programas observacionais em campanhas

No âmbito de diferentes projectos integrados no domínio da “Investigação da estrutura termomecânica da baixa troposfera” financiados pelo Programa de Investimentos e Despesas de Desenvolvimento da Administração Central e outros pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (PIDDAC e FCT) e em colaboração com centros de investigação internacionais e Universidades em Portugal continental, em particular a partir de 1986 e até 2001, desenvolveram-se e aperfeiçoaram-se técnicas de observação com equipamento clássico e electrónico de observação à superfície e em altitude, tendo sido realizadas campanhas experimentais, com o objectivo de melhorar o conhecimento termomecânico da baixa troposfera associado às circulações atmosféricas em particular em regiões costeiras de Portugal Continental para o estudo sobre a formação, desenvolvimento, extensão e características das brisas do mar e de terra, designadamente em épocas de verão com condições favoráveis à formação e desenvolvimento de inversões de radiação devido ao “arrefecimento nocturno”.

#### 3.1. Locais de observação em campanhas

No Quadro 3.1, indicam-se os locais onde se realizaram campanhas observacionais, incluindo a caracterização geográfica dos locais, incluindo a latitude, longitude, altitude e a distância à linha de costa (d). Na última coluna do referido Quadro identificam-se as campanhas cujos resultados experimentais são apresentados no Cap. IV (O - observação) e/ou com modelação apresentada no Cap.V (T – TVM) e Cap. VI (M – MM5), respectivamente.

Quadro 3.1 Locais em Portugal continental onde foram realizadas campanhas meteorológicas

Local	Data		Lat (N)	Lon(W)	Alt (m)	Região	d (Km)	Notas
	Início	Fim						
Pego/Abrantes	21/07	14/08/86	39°28'	8°03'	50	Continental	90	O/M
Beja	01/03	16/03/89	38°01'	7°52'	246	Continental	80	-
Leirosa/Figueira da Foz	17/07	02/08/89	40°06'	8°52'	12	Costeira	0,1	O/M
Sines / Cabo	10/07	03/08/90	37°57'	8°53'	15	Costeira	0,1	O/M
Tapada do Outeiro/Gondomar	29/10	16/11/90	41°04'	8°27'	185	Continental	25	O/M
São Jacinto/Aveiro	02/07	29/07/91	40°39'	8°44'	8	Costeira	0,2	-
Aveiro	24/08	08/09/92	40°38'	8°39'	5	Costeira	10	-
Olhão	06/09	24/09/93	37°01'	7°49'	2	Costeira	0,1	O/M
Estoi	06/09	24/09/93	37°05'	7°51'	95	Costeira	10	O/M
Mamodeiro/Aveiro	24/08	08/09/94	40°35'	8°35'	58	Costeira	12	-
Lisboa	08/07	17/07/96(97)	38°46'	9°09'	104	Costeira	10	O/T
São Teotónio	10/06	31/07/97	37°33'	8°43'	119	Costeira	5	-
Sagres	10/06	31/07/97	37°00'	8°57'	25	Costeira	0,5	-
Lisboa	04/06	09/06/00	38°46'	9°09'	104	Costeira	10	O/M
Évora	04/06	09/06/00	38°32'	7°53'	254	Continental	100	O/M
Neves Corvo	04/06	09/06/00	37°35'	7°58'	255	Continental	65	O/M
Sangalhos	25/06	03/07/01	40°25'	8°25'	80	Costeira	10	-

As campanhas realizadas em Lisboa, em 1996 e 1997 em colaboração com a Universidade de Aveiro e coordenadas pelo Departamento de Ambiente e Ordenamento (Prof. Carlos Borrego), envolveram programas observacionais de superfície e em altitude em diferentes locais na região de Lisboa: Lisboa / Estação Aerológica de Lisboa (Gago Coutinho), Cascais / Aeródromo de Tires e na península de Setúbal (Costa da Caparica/Cabo da Malha, Herdade da Apostiça e na Herdade do Mesquita). Estas campanhas foram realizadas no âmbito do projecto AMAZOC (Ambiente Atmosférico em Zonas Costeiras: Avaliação da capacidade de carga do ecossistema), e os resultados da campanha de 1996 (LisbEx'96) foram utilizados em ensaios de simulações com o modelo TVM.

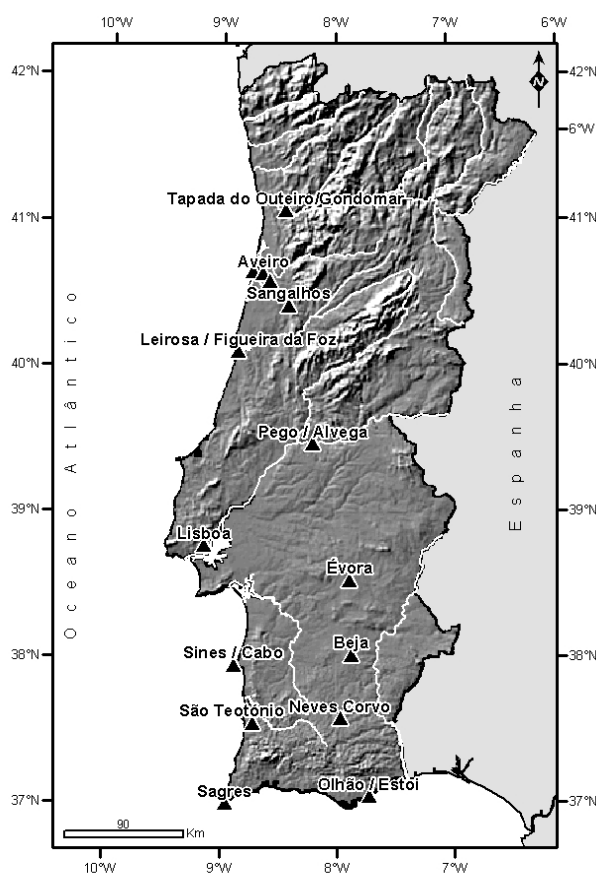


Fig. 3.1 Locais de realização de campanhas meteorológicas (1986-2001)

Outras campanhas às quais não se faz referência aos resultados observacionais, foram realizadas em regiões oceânicas, 16 a 20 de Abril de 1990 (cruzeiro oceanográfico ao largo da costa ocidental de Portugal continental), para ensaio e preparação da campanha CODFRA (Circulação Oceânica e Dinâmica Frontal na Região dos Açores) de 12 de Julho a 7 de Agosto de 1991, realizada na região oceânica dos Açores e também à campanha em Santa Maria/Açores de 1 a 30 de Junho de 1992 no âmbito do projecto ASTEX (Atlantic Stratocumulus Transition Experiment) e ainda às campanhas em São Teotónio e Sagres integradas nos projectos ACE2/CLEARCOLUMN (North Atlantic Regional Aerosol Characterisation Experiment – International Global Experiment Chemistry Project / Clear Sky Column Closure Experiment), em Junho e Julho de 1997 e ainda à campanha realizada em Sangalhos em colaboração com a Universidade de Aveiro coordenada pelo

Departamento de Ordenamento e Ambiente (Prof. Casimiro Pio), na qual a participação do IM foi essencialmente a realização de sondagens com balão cativo para observação do rumo e da intensidade do vento, temperatura e humidade relativa do ar e ozono, na camada limite atmosférica. Na Fig. 3.1, representam-se no mapa de Portugal continental, os locais onde foram realizadas campanhas meteorológicas, entre os anos de 1986 e 2001.

### 3.2 Equipamentos de observação meteorológica utilizados em campanhas

Nas Fig. 3.2.a a 3.2.n, apresentam-se alguns dos equipamentos e sistemas utilizados para observações meteorológicas à superfície e em altitude nas diferentes campanhas observacionais, em terra e em regiões oceânicas, às quais se fez referência anteriormente.



Fig. 3.2.a Estações meteorológicas clássica e automática da rede nacional do IM (Vila Real)



Fig. 3.2.b Sistemas de observação do vento na estação meteorológica de Lisboa (Lisboa/IGD Luís)



Fig. 3.2.c Torre meteorológica (Herdade Apostiça) (Campanha AMAZOC'96)



Fig. 3.2.d Torre meteorológica instalada em navio (Navio RP – Almeida Carvalho)





Fig. 3.2.e Teodolito óptico / electrónico

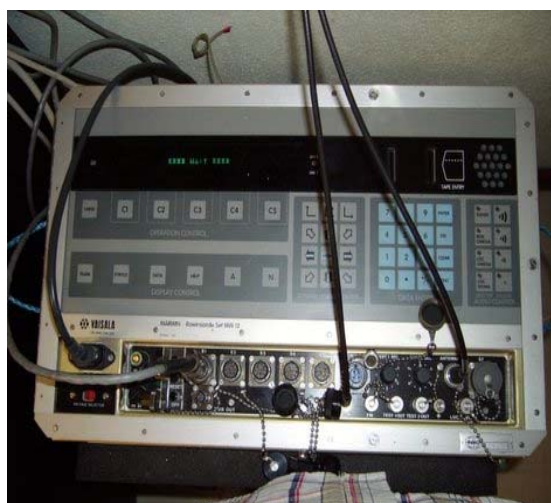


Fig. 3.2.f Sistema de recepção e processamento de dados de radiossondas RS80 (MARWIN)



Fig. 3.2.g Antenas de recepção (GPS e UHF)

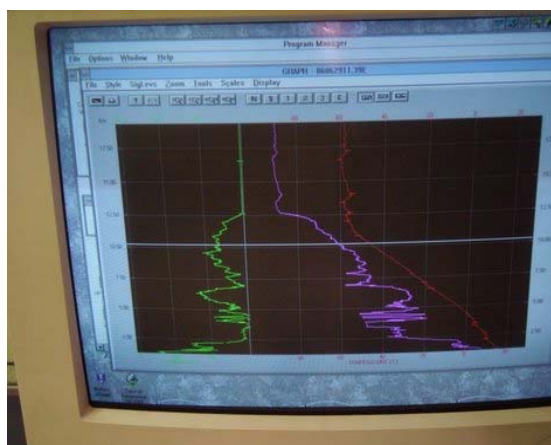


Fig. 3.2.h Perfis da temperatura e da humidade relativa do ar e temperatura do ponto de orvalho



Fig. 3.2.i Radiossonda RS80 / VAISALA



Fig. 3.2.j Radiossonda AIR



Fig. 3.2.k Sistema de aquisição e processamento de dados (AIR), Universidade de Aveiro/Dep. de Física



Fig. 3.2.l Preparação de radiossondagem com minissonda (Beja, 1989)



Fig. 3.2.m SODAR Sensitron (Beja, 1989)



Fig. 3.2.n ECHOSONDE Radian (Évora, 2000)

Nas diferentes campanhas observacionais foram executadas observações directas, quer visuais, quer instrumentais, à superfície e em altitude na camada limite atmosférica e na baixa troposfera, até cerca de 3000 a 5000 m, através de sistemas automáticos de radiossondagem e sistemas de aquisição de dados meteorológicos instalados em torres ou mastros, equipados com sensores instalados em diferentes níveis.

É de referir que em todas as campanhas, para além de todo o equipamento electrónico de observação foram também utilizados instrumentos clássicos de observação, em particular termómetros de mercúrio e psicrómetros devidamente calibrados e foram ainda cumpridos programas de observação que incluíram a observação da quantidade e género de nuvens, visibilidade horizontal, tempo presente e do tempo passado.

No Quadro 3.2, apresenta-se, para cada campanha, a lista de equipamentos que em regra foram instalados e utilizados na execução dos programas observacionais.

Quadro 3.2 Equipamentos utilizados nas campanhas meteorológicas

LOCAIS	T M	B P	M N	S A	M W	M W T	S O	E C	B C	BC O <sub>3</sub>
Pego/Abrantes	x	x	x							
Beja	x	x	x				x			
Leirosa/Figueira da Foz	x	x	x				x			
Sines	x	x	x						x	
Tapada do Outeiro/Gondomar	x	x	x				x			
São Jacinto/Aveiro	x	x	x				x		x	
Olhão	x							x	x	x
Estói		x		x		x	x			
Mamodeiro/Aveiro							x			
Lisboa	x				x				x	x
São Teotónio						x				
Sagres								x		
Lisboa					x					
Évora					x			x		
Neves Corvo					x					
Sangalhos										x

TM - Torre meteorológica	BC - PTTwddff com balão cativo
BP - Balão piloto	SO - SODAR
MN - Temperatura do ar com minissonda	EC - Echsonde
SA - Temperatura do ar com sonda AIR	O <sub>3</sub> - Ozono (RS80 - 18NE / ECC)
MW- PTUddff com sonda RS80-15N	MWT - PTU com sonda RS80-15

### 3.3 Programas observacionais

#### 3.3.1 Observações de superfície

Nas diferentes campanhas observacionais, referidas anteriormente, as observações visuais e instrumentais de leitura directa à superfície foram executadas diariamente, em regra de hora a hora durante o período diurno e sempre que foram executadas observações em altitude. Regra geral, foram efectuadas leituras referentes aos elementos meteorológicos que se apresentam no Quadro 3.3.

Quadro 3.3 - Elementos meteorológicos observados

OSERVAÇÕES VISUAIS	OBSERVAÇÕES INSTRUMENTAIS
Nebulosidade total	Temperatura do ar
Fracção e tipo de nuvens	Humidade relativa do ar
Visibilidade horizontal	Pressão atmosférica
Tempo presente	Rumo e intensidade do vento
Tempo passado	Radiação solar global

As observações instrumentais, na camada limite de superfície e no solo, foram realizadas essencialmente com sensores eléctricos instalados a diferentes níveis, em torres ou mastros meteorológicos e equipados com sistemas automáticos de aquisição, processamento e transmissão de dados.

### 3.3.2 Sondagens da temperatura e humidade relativa do ar

As sondagens da temperatura do ar foram em regra realizadas com observações de 25 em 25 m até 750 m e de 75 em 75 m até 1200 m e de 150 em 150 m até 3000 m com minissonda ou de 25 em 25 m até 3000 m com sistema “ADAS” e sondas “AIR”, em sondagens em que a velocidade ascensional nominal dos balões meteorológicos era de 150 m/min. Nas radiossondagens realizadas com sistemas “DigiCora - MW11” ou “MARWIN MW12” e radiossondas RS80-15, RS80-15N e RS80-15G foram registados valores de 2 em 2 segundos, 10 em 10 m aproximadamente, desde a superfície até à altura de rebentamento do balão. Em regra, nas campanhas, foram executadas 2 a 4 sondagens diárias da temperatura do ar.

### 3.3.3 Sondagens do vento

O rumo e a intensidade do vento médio foi observado em camadas de 75 m ou 150 m, dependendo do intervalo de tempo entre cada observação e das velocidades ascensionais dos balões piloto, que foram, em regra, de 150 m/min quando o balão transportava sonda meteorológica e 190 m/min, quando não transportava sonda. As observações do vento, com sistema de radiossondagem “DigiCora-MW11” ou “MARWIN-MW12” e sondas RS80-15N e RS80-15G, foram executadas de 2 em 2 segundos, aproximadamente de 10 em 10 m. Em regra, foram executadas diariamente 4 a 6 radiossondagens de vento.

### 3.3.4 Observações com balão cativo

Com balão cativo e sondas AIR ( $PTT_{wddff}$ ) foram executadas 2 a 8 sondagens por dia, dependendo o sucesso, tanto da sua execução como da altura atingida (máximo de 800 m), do valor da intensidade do vento à superfície, uma vez que valores superiores a 5 m/s limitam a execução de sondagens com balão cativo. Foram executadas observações da pressão atmosférica, temperatura do ar, temperatura do termómetro molhado, rumo e intensidade do vento e, nalgumas das sondagens, observações do ozono, com sonda “OZ-3A-T”, em



particular em campanhas realizadas em colaboração com o Departamento de Ambiente e Ordenamento da Universidade de Aveiro. Os níveis com observações variaram entre 5 e 20 m até 300 a 600 m de altura.

### 3.3.5 Observações com Sodar e Echsonde

Os sistemas Sodar e Echsonde permitem o registo das componentes zonal ( $u$ ), meridional ( $v$ ) e vertical ( $w$ ) do vento e respectivos desvios padrão ( $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$ ,  $\sigma_w$ ) e do rumo e intensidade do vento, em períodos de integração que podem variar entre 10 e 60 minutos, de 25 em 25 m até ao alcance máximo que pode variar entre 300 e 1000 m, dependendo do ruído e do local de operação, e a estrutura térmica, até 800 ou 1000 m, representada em gráfico de cores e ainda o cálculo das classes de estabilidade da atmosfera e da altura da camada de mistura, como se apresenta em exemplo na Fig. 3.3, os valores horários para o mês de Setembro de 1994, em Aveiro. Este equipamento é utilizado em programas observacionais específicos e permite a monitorização e o estudo do regime de ventos na camada limite atmosférica, a estrutura térmica, a altura da camada de mistura e a ocorrência de classes de estabilidade, tornando possível elaborar estudos sobre as condições de dispersão de poluentes atmosféricos e, por exemplo, no caso de centrais termoelétricas, conhecer a variação em escala temporal reduzida, entre 10 e 30 minutos, do vento à altura de emissão dos poluentes e, portanto, apoiar a sua exploração, sendo aqui de referir que este tipo de equipamento esteve em funcionamento operacional no reduto da central termoelétrica de Setúbal, entre Janeiro de 2004 e Agosto de 2005. Em regiões costeiras, onde este tipo de equipamentos foi utilizado com maior sucesso, a utilização da informação da 'Echsonde' tem sido utilizada no estudo do regime das brisas costeiras, em particular a sua extensão vertical, o início e fim das brisas e em regiões do interior na caracterização de inversões da temperatura do ar, (inversões de radiação) associadas a noites de acentuado arrefecimento nocturno. Em zonas, junto a aeroportos, pode ser utilizada na avaliação das condições de turbulência atmosférica, podendo assim ser um equipamento de apoio a operações de decolagem e aterragem de aeronaves.

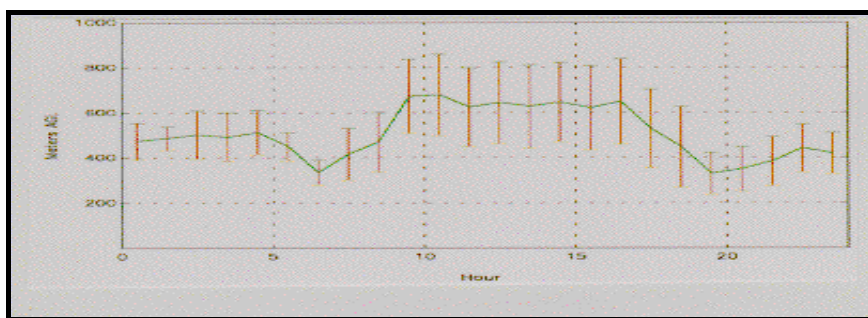


Fig. 3.3 Altura média horária da camada de mistura em Aveiro (1 a 15 de Setembro de 1994)

Os resultados obtidos com Sodar e Echsonde foram estudados e descritos por diferentes autores, tanto no que diz respeito à altura da camada de mistura, baseados na intensidade de retrodifusão dos ecos, como na avaliação das classes de estabilidade da atmosfera baseados no critério de Pasquill – Gifford. (Beran et al. 1973, Wyckoff et al., 1973, McAllister et al., 1969, Hall, 1972, Ottersten et al., 1976).

## Capítulo IV

### Campanhas meteorológicas

No presente capítulo apresentam-se resultados obtidos nas campanhas observacionais da baixa troposfera em Pego/Abrantes (1986), Leirosa / Figueira da Foz (1989), Sines/Cabo (1990), Tapada do Outeiro/Gondomar (1990), Olhão/Estói (1993) e Lisboa/Évora/Neves Corvo (2000). A opção pela qual se escolheu descrever com algum detalhe os resultados das observações recolhidas nestas campanhas resulta da sua localização geográfica, o que permitirá, de alguma forma, melhorar a caracterização da estrutura termomecânica da baixa troposfera, entre Junho e Novembro nas regiões costeiras a norte e a sul do Cabo Carvoeiro e na costa sul de Portugal Continental, o que constitui um dos objectivos deste trabalho.

Outras campanhas, designadamente as que foram realizadas no âmbito do projecto AMAZOC, campanhas realizadas em 1996 LisBEX'96 e LisBEX'97, encontram-se devidamente documentadas tanto no que se refere a resultados observacionais como de modelação (C. Borrego, em relatórios executivo e científico final, contrato PRAXIS n° 3/3.2/AMB/38/94) e (Nelson Barros, Tese de doutoramento “Poluição Atmosférica por foto-oxidantes: O ozono troposférico da região de Lisboa”, 1999).

No âmbito a campanha realizada em Agosto-Setembro de 1992, realizada no reduto da Universidade de Aveiro em colaboração com o Departamento de Ambiente e Ordenamento, encontra-se devidamente documentada experimentalmente e cientificamente, com resultados de simulações com modelo MEMO, (Borrego, et al. 1995).

As campanhas CICLUS 1998 e 2000 organizadas pela Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, encontram-se também devidamente documentadas experimentalmente e cientificamente (Miranda et al. 2000). As outras campanhas organizadas pela Universidade de Aveiro/Departamento de Ambiente e Ordenamento (Pio et al.), realizadas em Mamodeiro/Aveiro' 1995 e Anadia'1996, não se faz referência a resultados neste trabalho.

#### 4.1 Campanha meteorológica no Pego / Abrantes

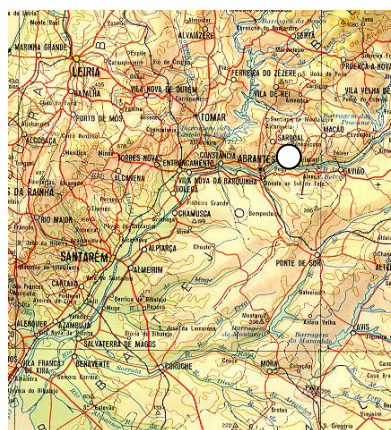


Fig. 4.1 Local da campanha  
(Pego/Abrantes - 1986)

Esta campanha realizou-se de 21 de Julho a 14 de Agosto de 1986 e foi realizada no âmbito de solicitação da Electricidade de Portugal, EDP-EP e teve como objectivo a recolha de informação meteorológica que permitisse caracterizar a estrutura térmica e o regime do vento na baixa troposfera na região do Pego / Abrantes, a cerca de 10 km da cidade de Abrantes (Fig. 4.1), com vista essencialmente à realização de estudos ambientais e de dispersão de poluentes atmosféricos.

Para a concretização dos objectivos indicados foram realizados programas intensivos de observações meteorológicas de superfície e aerológicas na baixa

troposfera no Pego. Com os resultados obtidos neste programa de observações, foi possível caracterizar aspectos essenciais das estruturas térmica e dinâmica da baixa troposfera na região, incluindo as suas características em situações meteorológicas típicas da época de verão.

#### **4.1.1 Situações meteorológicas e suas características**

Em anexo, apresentam-se as cartas meteorológicas de superfície às 00 UTC e 12 UTC e as cartas da superfície isobárica de 850 hPa e as imagens de satélite às 12 UTC durante o período de 21 de Julho a 14 de Agosto de 1986, as quais permitiram a caracterização da circulação atmosférica na baixa troposfera e a natureza das massas de ar presentes.

Durante o período desta campanha, predominaram situações meteorológicas caracterizadas à superfície pela existência de uma crista de altas pressões, associada ao anticiclone dos Açores, que se estendia sobre o norte da Península Ibérica e que associada, em regra, à depressão de origem térmica sob a Península Ibérica, deu origem a circulações de NE que transportavam massas de ar tropical subsidente, mais frequentemente de origem marítima.

Com efeito, a frequência de dias com ocorrência da massa de ar tropical marítima subsidente na região às 12 UTC foi cerca de 60%, seguindo-se a massa de ar tropical continental com frequência da ordem de 20%, as massas de ar tropical marítimo e polar marítimo subsidente ocorreram com frequências da ordem de 10%.

A circulação acima da camada limite atmosférica, definida pela circulação no nível de 850 hPa caracterizou-se em cerca de 80% dos dias pela existência de um vale sobre a parte noroeste da Península Ibérica que originou circulação anticiclónica do quadrante norte (NNE - WNW) em 45% dos dias e circulação ciclónica do quadrante oeste (SW - WNW) em 45% dos dias; nos outros 10% dos dias as circulações foram em regra ciclónicas de S e SE.

Deve ainda salientar-se que ocorreram na região durante o verão inversões de subsidência em cerca de 90% dos dias, localizando-se a sua base entre 300 e 1000 m de altitude, com espessuras mais frequentes de 300 a 600 m; as suas ocorrências são mais frequentes quando a circulação na baixa troposfera é anticiclónica e em especial dos quadrantes de N.

Durante este período da campanha e, como é característico na época de verão, a massa de ar tropical marítimo foi mais frequente, tendo ocorrido em cerca de 70% dos dias, sendo subsidente em cerca de 60% dos dias; a massa de ar tropical continental apresentou frequência de 20% e as massas de ar polar marítimo que são pouco frequentes no verão, ocorreram em cerca de 12% dos dias associadas a fenómenos de subsidência.

#### **4.1.2 Condições meteorológicas à superfície**

A análise dos registos dos principais elementos meteorológicos permitiu verificar que as condições meteorológicas à superfície durante o período da campanha apresentaram características próprias do período de verão na região considerada e que se enquadram nos valores normais.

---

#### 4.1.2.1 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície

Quanto à temperatura do ar à superfície reconhece-se uma acentuada amplitude da variação diária que é muito regular, a qual em média é da ordem de  $15^{\circ}\text{C}$ , como se apresenta na Fig. 4.1.1, variando entre  $14,5$  e  $29,5^{\circ}\text{C}$ . No entanto, os valores extremos absolutos da temperatura do ar à superfície durante o período da campanha foram  $9,3$  e  $37,9^{\circ}\text{C}$ , reconhecendo-se que as temperaturas extremas diárias do ar tiveram valores entre  $9,3$  e  $19,3^{\circ}\text{C}$  para as mínimas e entre  $25,4$  e  $37,9^{\circ}\text{C}$  para as máximas.

A humidade relativa do ar à superfície, que se representa também na Fig. 4.1.1, variou também regularmente ao longo do dia, com o valor médio das mínimas diárias da ordem de  $30\%$  e

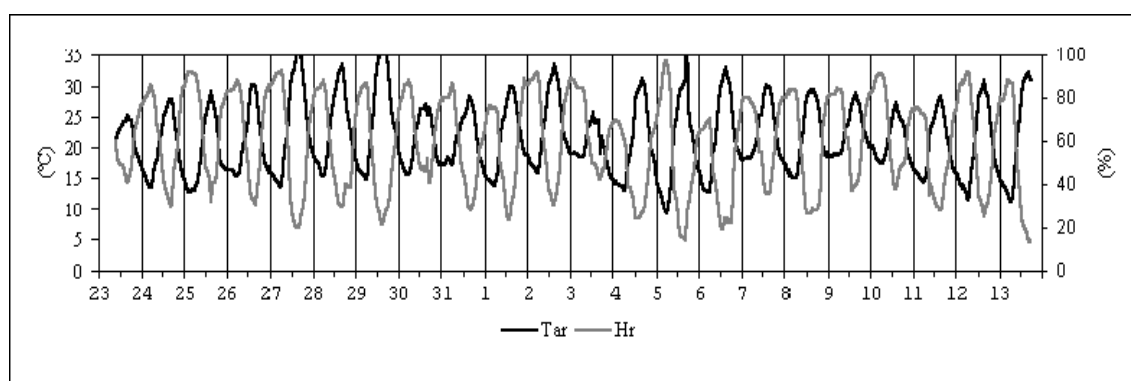


Fig. 4.1.1 Temperatura (eixo vertical esquerdo) e humidade relativa do ar (eixo vertical direito) à superfície (Pego/Abrantes, 23 de Julho a 13 de Agosto de 1986)

mínimo absoluto de  $14\%$ , que ocorre simultaneamente com o valor máximo diário da temperatura do ar e o valor médio das máximas diárias de  $85\%$  e máximo absoluto de  $97\%$ , que ocorre cerca do nascer do Sol, simultaneamente com a temperatura mínima diária.

Os valores médios horários da temperatura do ar à superfície e a respectiva variabilidade durante o período da campanha, que se apresenta na Fig. 4.1.2 através dos valores dos seus desvios padrão é menor durante a noite e princípio da manhã, com valores da ordem de  $1,5^{\circ}\text{C}$  a  $2,5^{\circ}\text{C}$  e tem o máximo durante o meio da tarde, aproximadamente  $3,5^{\circ}\text{C}$ .

A variabilidade dos valores horários da humidade relativa do ar à superfície durante a campanha, que está também representada na Fig. 4.1.2, através dos valores dos seus desvios padrão, é maior cerca de  $10\%$  a  $13\%$  durante o fim da manhã, o princípio da tarde e da noite e é menor ao fim da tarde e durante a noite e madrugada.

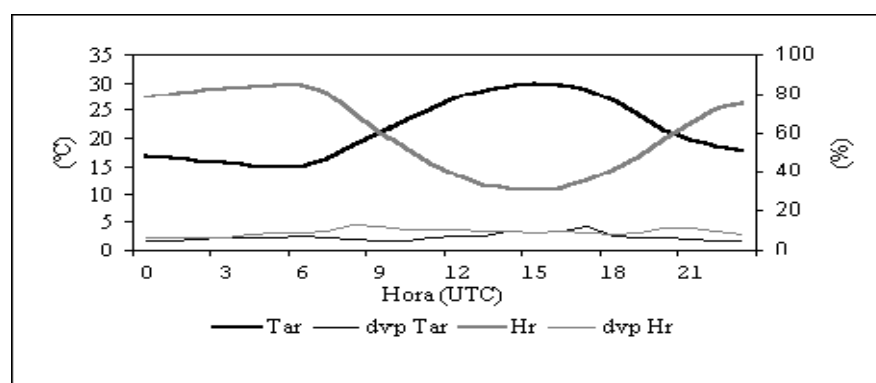


Fig. 4.1.2 Valores médios horários da temperatura (eixo vertical esquerdo) e da humidade relativa do ar (eixo vertical direito) e respectivos desvios padrão (Pego/Abrantes, 23 de Julho a 13 de Agosto de 1986)

#### 4.1.2.2 Rumo e intensidade do vento à superfície

A intensidade do vento à superfície durante o período da campanha apresenta o regime característico de verão. A variação diária das intensidades médias horárias está representada na Fig. 4.1.3 onde é possível reconhecer a sua variação diária regular com o mínimo da ordem de 2 m/s às 07UTC e o máximo de 6m/s entre as 17 e as 18UTC, aproximadamente.

Os maiores valores da intensidade média horária em cada hora, da ordem de 7 a 10m/s ocorreram durante o fim da tarde e os menores valores, entre 3 a 5m/s, durante a noite. Na Fig. 4.1.3 apresentam-se os registos dos valores horários do rumo e da intensidade do vento à superfície para o período da campanha; 23 de Julho a 13 de Agosto de 1986.

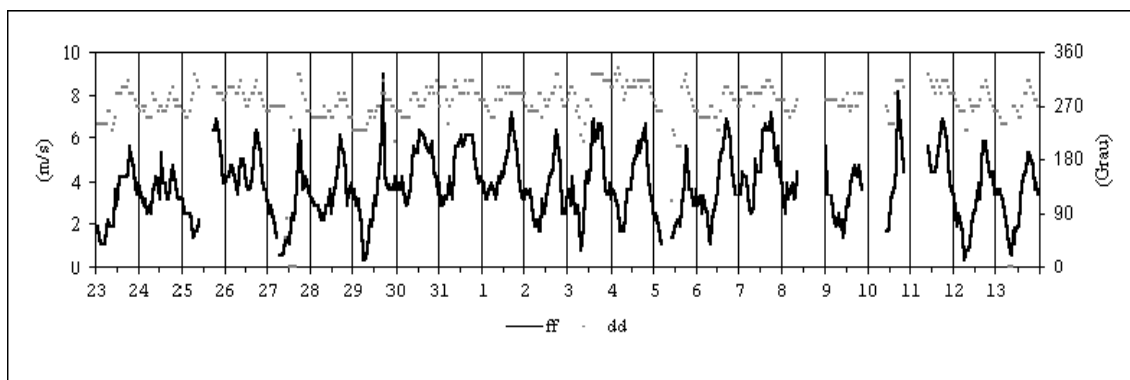


Fig. 4.1.3 – Valores horários do rumo (eixo vertical direito) e da intensidade do vento (eixo vertical esquerdo) à superfície

(Pego / Abrantes, 23 de Julho a 13 de Agosto 1986)

Os valores máximos da intensidade instantânea do vento, também conhecido como rajada em meteorologia, apresentaram valores entre 6 e 14m/s, associados aos rumos de W, WNW, NW e NNW e ocorrem, em regra, com situações meteorológicas típicas de verão, durante o fim da tarde. Os valores das componentes u e v do vento à superfície estão representados na Fig. 4.1.4, para o período de 23 de Julho a 13 de Agosto de 1986. Verifica-se que em regra a componente u é sempre positiva na região em estudo, excepto em dois dias; dias 27 de Julho e 5 de Agosto. Verifica-se também que os valores mínimos da componente u do vento à superfície, ocorrem sempre ao início da manhã e os valores máximos ao fim da tarde, cerca das 18 UTC com valores da ordem de 3 a 6m/s. A componente v é em regra negativa, com valores máximos que variam em geral, entre 5 m/s a -7 m/s.

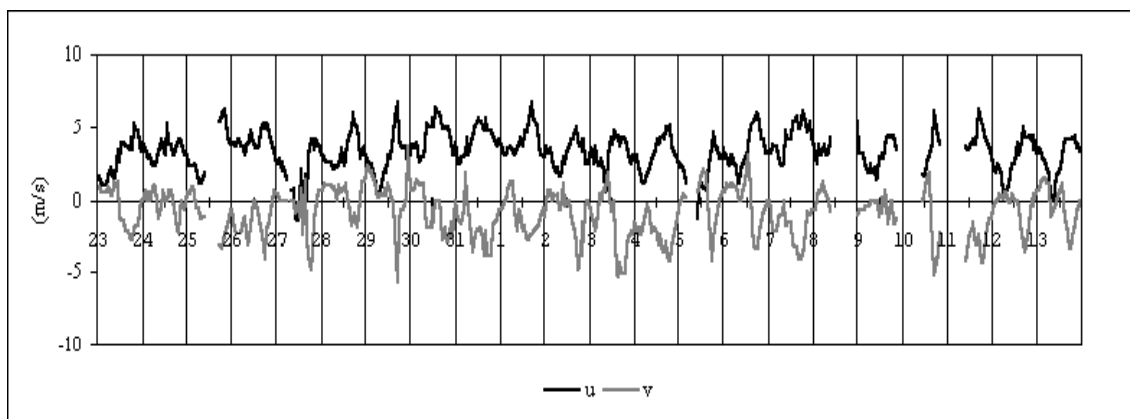


Fig. 4.1.4 Componentes u e v do vento à superfície  
(Pego / Abrantes, de 23 de Julho a 13 de Agosto 1986)

A variabilidade da intensidade média horária das componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície, representada na Fig. 4.1.5 é em regra pequena, apresentando os maiores valores do desvio padrão durante o dia, entre 1 e 2 m/s, e ainda menores durante a noite.

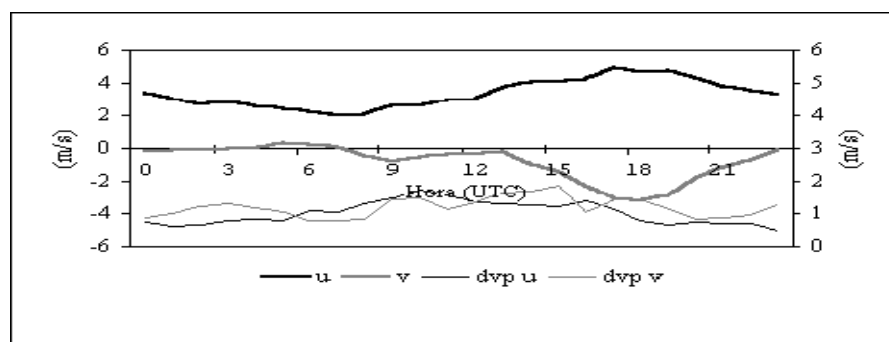


Fig. 4.1.5 Valores médios horários das componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície e os respectivos desvios padrão (Pego / Abrantes, 23 de Julho a 13 de Agosto de 1986)

#### 4.1.2.3 Radiação solar global

A radiação global observada durante o período da campanha apresentou valores diários que variaram entre  $28,6 \times 10^3 \text{ kJ/m}^2$  e  $16 \times 10^3 \text{ kJ/m}^2$ , o valor mínimo extremo ocorreu no dia 9 de Agosto de 1986 em que predominou o céu muito nublado, com nuvens do tipo cúmulos e estratocúmulus, associado a massa de ar tropical marítimo transportada dos quadrantes de oeste numa circulação ciclónica correspondente a situação pré-frontal: a superfície frontal fria passou no local em 10 de Agosto de 1986, entre as 14 e 15 UTC.

O maior valor diário da radiação solar global verificou-se no dia 24 de Julho em que o céu se apresentou sempre limpo com massa de ar tropical marítimo subsidente e circulação de norte e noroeste, na baixa troposfera. Os valores máximos e mínimos da radiação solar global referidos enquadram-se nos valores normais para esta época do ano (O Clima de Portugal, Fascículo XVI).

#### 4.1.2.4 Temperatura do solo

A temperatura do solo a 5 cm de profundidade apresentou uma variação diária regular, com os valores mínimos diários da ordem de 22 a 26°C entre as 05 e as 07 UTC e os valores máximos diários de 38 a 45°C entre as 15 e as 17 UTC, a que correspondem amplitudes de variação diária da ordem de 20°C. É de referir aqui que com os instrumentos utilizados na rede meteorológica nacional de observação da temperatura do ar a 5 cm do solo, com sensores do tipo PT100, sem abrigo de radiação, têm sido registados, em particular, na época de verão, valores da ordem de 50°C, em particular nas regiões com maior continentalidade.

#### 4.1.3 Perfis da temperatura do ar

Os resultados de cada uma das observações da temperatura do ar em altitude permitiram reconhecer a ocorrência muito frequente de inversões da temperatura do ar, quer em altitude,

quer à superfície. Com efeito, nas 24 sondagens executadas de 23 de Julho a 13 de Agosto de 1986, reconhece-se que ocorreram sempre inversões da temperatura do ar em altitude, abaixo de 3 km de altitude. Nas Fig. 4.1.6.a a 4.1.6.d apresentam-se os perfis médios das sondagens da temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), que foram executadas à noite, entre as 22 e 23 UTC, de manhã entre as 08 e 09 UTC, do meio dia, entre as 12 e as 13 UTC e da tarde, entre as 16 e 17 UTC, respectivamente. Nas mesmas figuras estão representados, para além dos perfis médios, os perfis relativos ao gradiente adiabático seco ( $A_{seca}$ ) e para exemplificação, apresentam-se nas Fig. 4.1.6.b e 4.1.6.c os desvios padrão ( $dvp T_a$ ), os quais variam entre valores mínimos de  $2^{\circ}\text{C}$  e máximos de  $5^{\circ}\text{C}$ , aproximadamente. Nos gráficos que se apresentam neste trabalho, os valores dos desvios padrão são desta ordem e por vezes inferiores. No entanto é de referir que não foram consideradas as sondagens de dias que pela análise sinóptica não foram considerados típicos do período de verão, mas que podem ser considerados muito poucos dias, em comparação com o período das campanhas.

As inversões de radiação registadas nas sondagens da manhã, com base à superfície apresentaram gradientes verticais de  $2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  aproximadamente e espessura máxima de 300 m, aproximadamente. As características das inversões da temperatura do ar com a base em altitude que ocorrem em sondagens matinais e que tinham a base abaixo de 300 m correspondem, em regra, ao resultado da destruição de inversões de radiação na sua camada inferior por efeito do aquecimento matinal da baixa troposfera.

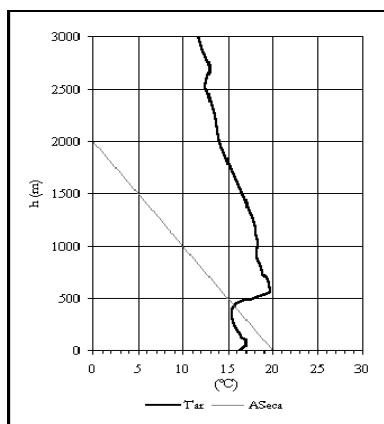


Fig. 4.1.6.a Perfil médio da temperatura do ar à noite (22 - 23 UTC)

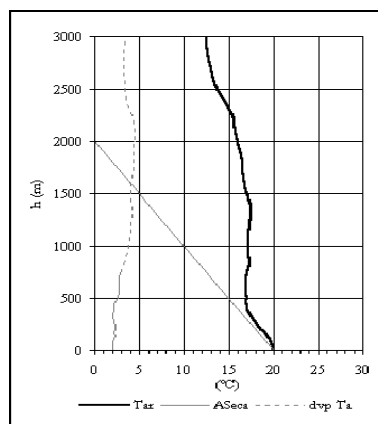


Fig. 4.1.6.b Perfil médio da temperatura do ar da manhã (08 - 09 UTC)

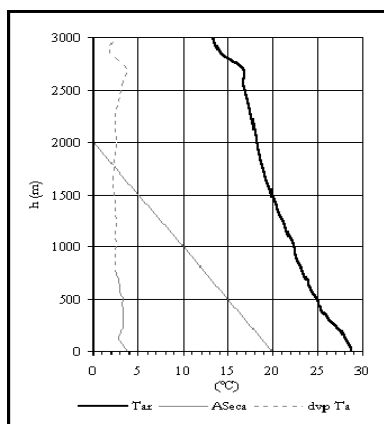


Fig. 4.1.6.c Perfil médio da temperatura do ar ao meio dia (12 - 13 UTC)

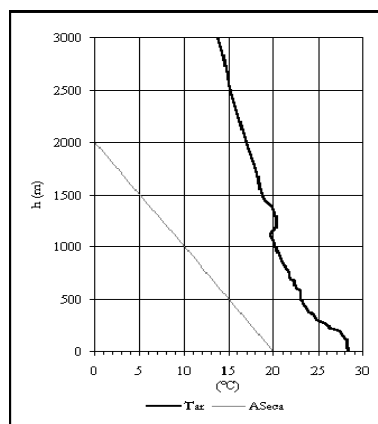


Fig. 4.1.6.d Perfil médio da temperatura do ar à tarde (16 - 17 UTC)

Fig. 4.1.6 Perfis médios da temperatura do ar  
(Pego / Abrantes, 23 de Julho a 13 de Agosto de 1986)

Nesta época do ano, as inversões em altitude são mais persistentes e frequentes tendo origem em fenómenos de subsidência, em particular, na metade inferior da troposfera.

Assim, durante o período da campanha ocorreram inversões de subsidência em cerca de 90% dos dias; relativamente à 1ª inversão observada em cada sondagem, em 35% dos dias têm a base entre 300 e 600 m de altura e espessura de 100 a 500 m; em 10% dos dias têm a base entre 1000 e 1200 m e espessura de 300 a 500 m e em 20% dos dias têm a base entre 1500 e 3000 m e espessura de 300 a 800 m.

#### 4.1.4 Espessura da camada de mistura

A determinação e avaliação prática da altura da espessura da camada de mistura e mesmo muitas vezes a sua definição não é trivial e engloba diferentes problemas teóricos e práticos (Acção COST 710) (Holzworth, 1972; Norton et al., 1976, Arya, 1981, Maughan et al., 1982, Baxter, 1991; Myrick et al, 1994), tendo sido no âmbito da referida Acção adoptada a definição (A espessura da camada de mistura é a altura da camada adjacente à superfície do solo na qual os poluentes atmosféricos ou outros constituintes ou conteúdos nela, são verticalmente dispersos por convecção térmica ou turbulência mecânica no intervalo de uma hora).

A espessura da camada de mistura apresentou, em regra, variação diária muito acentuada sendo menor durante a noite e maior durante o dia, com os maiores valores durante a tarde; este regime diário resulta essencialmente da alternância periódica dos fenómenos de radiação solar e do arrefecimento nocturno da baixa troposfera em contacto com a superfície do globo, com espessura que variou entre 200 e 500 m, com aumento da sua estabilidade e eventualmente com a formação de inversões de radiação com a base na superfície do globo e aumento da instabilidade durante o dia, resultante do acentuado aquecimento diurno, sendo máxima durante a tarde, cujo topo se pode estender desde a superfície até altitudes da ordem de 1500 a 2000 m.

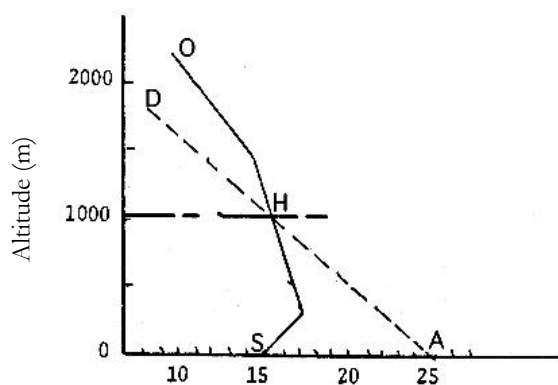


Fig. 4.1.7 Método de Holzworth, para o cálculo da altura máxima da camada de mistura

A altura máxima da camada de mistura foi calculada utilizando o método de Holzworth, (Fig. 4.1.7); i.e, usando os resultados da radiossondagem da madrugada ou princípio da manhã. No gráfico, onde se representa a radiossondagem (S-O), marca-se no eixo das abcissas a temperatura à superfície da hora do dia para a qual se deseja a estimativa, ou a temperatura máxima desse dia; a partir desse ponto constrói-se a adiábata seca (A-D) até à sua intersecção

com a linha da radiossondagem observada. O ponto de intersecção (H) define a espessura da camada convectiva i.e. a altura da camada de mistura considerada como a altura média dos pontos de equilíbrio das parcelas de ar aquecidas. Trata-se de um conceito muito importante para a poluição atmosférica pois a difusão dos poluentes fica limitada à camada de mistura, representando o topo deste, um tecto intransponível. Assim, para esta campanha a espessura máxima diária da camada de mistura durante este período (23 Julho a 13 de Agosto de 1986)



apresentou valores mais frequentes de 1200 a 1400 m, em especial em relação aos valores que se referem ao cálculo obtido com as sondagens matinais, a que corresponde o valor médio máximo da ordem de 1325 m.

#### **4.1.5 Distribuição de frequências do vento na baixa troposfera**

Os rumos dos ventos mais frequentes na camada superficial, até aos 100 m, foram de WNW em 32% dos dias e W em 29,6% dos dias a que correspondem intensidades em regra inferiores a 6 m/s. Em geral, as intensidades do vento são moderadas verificando-se que são inferiores a 2 m/s em cerca de 15% do tempo, a 4 m/s em 46% e a 6m/s em 85% do tempo; os ventos com rumo variável são fracos e pouco frequentes, da ordem de 3%, assim como as calmas, que são da ordem de 0,5%.

A análise das frequências dos rumos dos ventos associados às intensidades mostra que a maior frequência dos ventos de SW corresponde a intensidades inferiores a 2 m/s, enquanto para os ventos de WSW e W as intensidades correspondentes às maiores frequências são de 2 a 3 m/s e finalmente para os ventos de WNW as intensidades são de 4 a 5m/s e para os ventos de NW as correspondentes intensidades são de 6 a 8 m/s. Esta rotação no rumo do vento a que correspondem as intensidades com maiores frequências resulta da influência quase permanente durante o verão da depressão de origem térmica que se estabelece na região central da Península Ibérica e cuja intensificação é mais acentuada durante a tarde e princípio da noite, em que predominaram ventos mais intensos de W, WNW e NW.

Durante o verão, os ventos mais fracos, inferiores a 2 m/s, ocorrem, em regra, durante a noite e princípio da manhã associados aos rumos de W, WSW e SW.

Na camada abaixo de 500 m predominam os ventos de WNW com frequências de 30% a 45% e as intensidades mais frequentes (40%) são de 4 a 5 m/s abaixo de 100 m e de 6 a 8 m/s (30% a 50%) na camada entre 100 e 500 m. Na camada entre 500 e 700 m os ventos predominantes abrangem um sector mais largo que inclui WNW, W e NW sendo a frequência de 60% a 70% e as intensidades mais frequentes, 50% a 60%, variaram entre 4 a 8 m/s.

Entre 750 e 1000 m o sector com ventos predominantes inclui WNW, NW e NNW (50% a 70%), sendo o rumo NW o mais frequente (20% a 25%); as intensidades mais frequentes são de 4 a 5m/s (30%) e de 9 a 11m/s, com percentagens da ordem de 20% a 25 % na camada de 750 a 900m e de 2 a 8m/s (65%) na camada de 900 a 1000 m.

Estes valores de frequências de rumos e intensidades do vento foram obtidos essencialmente a partir de observações com o sistema Sodar.

Na camada entre 1000 e 2200 m predominam os ventos do quadrante NW (W, WNW, NW, N) com a frequência de 50% a 70% e as intensidades de 4 a 8 m/s (35% a 50%). Acima de 2200 m e até 3000 m predominam os ventos de WSW com percentagens da ordem de 25 a 35%, com intensidades de 6 a 8 m/s, percentagens entre 30% a 50% na camada 2200 a 2800 m e de 4 a 5m/s com percentagens entre 30% a 50% na camada entre 2800 e 3000 m.

---

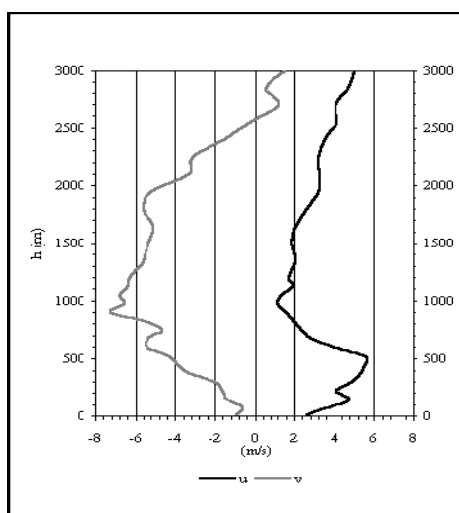


Fig. 4.1.8.a Manhã (08 - 09 UTC)

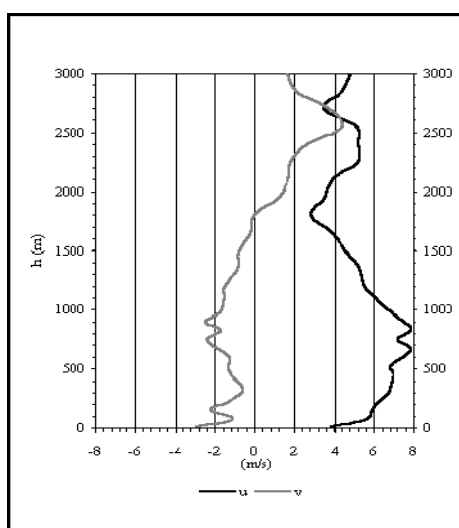


Fig. 4.1.8.b - Meio dia (12 - 13 UTC)

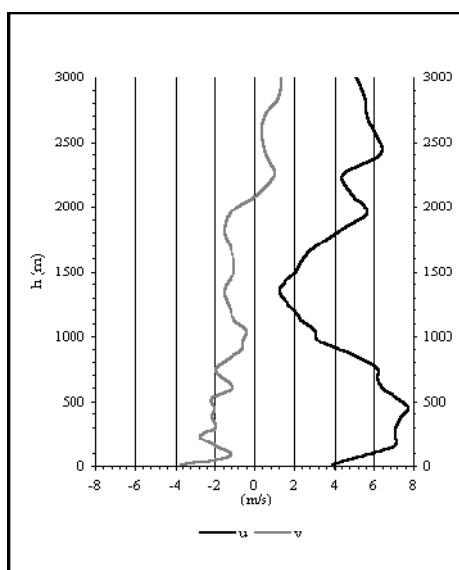


Fig. 4.1.8.c -Tarde (16 - 17 UTC)

Fig. 4.1.8 Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  do vento em altitude

(Pego/Abrantes, 23 de Julho a 13 de Agosto de 1986)

O rumo dos ventos mais frequentes roda em altitude no sentido inverso como é normal na camada limite da atmosfera; assim, abaixo de 150 m de altura os ventos de W e WNW apresentam frequências de 70%, enquanto na camada entre 150 e 250 m de espessura os ventos mais frequentes, da ordem de 70% são de WNW e NW e na camada entre 250 e 350 m com igual frequência (70%) são os de NW e NNW. Na camada da atmosfera entre 350 e 500 m predominam ainda mais intensamente os ventos de NNW e N, com percentagens da ordem de 70 a 80%.

Relativamente aos perfis verticais do vento, representados nas Fig. 4.1.8.a, 4.1.8.b e 4.1.8.c, apresentam-se as componentes médias de  $u$  e  $v$  do vento desde a superfície até 3000 m de altura, das sondagens do vento realizadas ao início da manhã, entre as 08 e 09 UTC, ao meio dia, entre as 12 e 13 UTC e meio da tarde, entre as 16 e 17 UTC, no período de 23 de Julho a 13 de Agosto de 1986.

Nas sondagens da manhã verifica-se que a componente zonal  $u$  é positiva até cerca de 700 m e apresenta um máximo a cerca de 500 m de altura. A componente  $u$  negativa nas sondagens da manhã é observada entre 700 e 1000 m e que corresponde ao regime de brisas de terra que se fazem sentir durante a noite. Ao meio dia a componente  $u$  do vento atinge valores médios da ordem de 8 m/s a cerca de 1000 m de altura e à tarde entre as 17 e as 18 UTC o máximo da componente  $u$  é novamente a cerca de 500 m de altura; estas variações na altura do máximo da componente  $u$  terá a ver durante a manhã com o regime geral do vento que se faz sentir na região, ao meio dia a componente  $u$  é reforçada pela brisa do mar e ao fim da tarde a contra brisa

em altitude que se opõe aos ventos de NW/W e que se fará sentir a cerca de 1000 a 1500 m de altura o que contribuirá para a diminuição de  $u$  positiva. Em regra, a componente  $u$  é sempre positiva apresentando valores mínimos, próximos de 0 m/s aos 1000 m de altura nas sondagens da manhã.

A componente  $v$  é sempre negativa e mais intensa durante a manhã e que resultará do regime geral de ventos de N e NW que se fazem sentir na região e com valores superiores a 10 m/s aos 1000 m de altura e durante as sondagens do meio-dia e da tarde verifica-se que a componente  $v$  diminui significativamente para valores da ordem de 2 m/s na baixa troposfera o que corresponderá ao forçamento da brisa na rotação do vento de N/NW para W e SW.

#### **4.1.6 Representatividade do período da campanha e conclusões**

Durante o período da campanha, as condições meteorológicas foram condicionadas por massas de ar tropical marítimo subsidente transportadas, em regra, na circulação conjunta da depressão de origem térmica localizada sobre a região central da Península Ibérica e do anticiclone dos Açores ao qual se associava uma crista que se estendia sobre o norte da Península Ibérica; esta é a situação característica durante o verão na região.

Nos 22 dias com observações ocorreu precipitação apenas no dia 3 de Agosto, sob a forma de aguaceiros fracos que precederam a passagem de superfície frontal fria; a raridade de precipitação nesta época do ano é normal, mesmo quando se verifica a passagem de superfícies frontais frias que frequentemente são acompanhadas somente por aumento de nebulosidade e por aumento da intensidade do vento após a sua passagem.

A temperatura do ar à superfície variou entre os valores extremos de 9,3 e 37,9°C, sendo os valores médios das temperaturas mínimas e máximas diárias respectivamente de 14,4 e 30,1°C, reconhecendo-se são valores normais para a época, com aquecimento diurno muito acentuado em grande número de dias do período da campanha.

Com efeito em 12 dias a amplitude da variação diária da temperatura do ar foi superior a 15°C, o que representa uma variação diária muito significativa da estabilidade da baixa troposfera, com desenvolvimento de grande instabilidade atmosférica durante o período diurno de Sol descoberto; durante a madrugada, com o vento fraco que é normal nesta época do ano, formaram-se inversões de radiação devido ao arrefecimento nocturno, que raramente ultrapassam 150 m de altura.

A intensidade do vento apresenta também variação diária acentuada com os maiores valores durante o fim da tarde, entre 4 e 6 m/s e fraca durante o fim da madrugada e princípio da manhã, com valores de 2 a 3 m/s.

As temperaturas mínimas na relva foram durante toda a campanha superiores aos valores normais, o que significa ter sido o arrefecimento nocturno menos intenso do que era próprio nesta época do ano.

---

Reconhece-se, portanto, que o período desta campanha foi caracterizado por tempo relativamente normal para a época, enquadrando-se os valores da temperatura do ar à superfície nos valores normais. A humidade relativa do ar à superfície foi mais baixa do que a normal para a época.

Deve ainda salientar-se que ocorreram cerca de 50% de dias com céu limpo, dando origem nesses dias a intenso aquecimento diurno com intensa instabilidade na baixa troposfera; os dias com céu pouco nublado, em regra, cúmulos e estratocúmulos, ocorreram com frequência de 30% enquanto os dias com céu muito nublado se reduziram a cerca de 20%.

Também a insolação no período apresentou valores normais e altos o que originou, durante o dia, forte instabilidade que frequentemente se estendeu até 350 a 500 m de altura pelo menos, como resultou da análise dos resultados do desvio padrão ( $\sigma_w$ ) da componente vertical do vento observados com o sistema Sodar.

Inversamente, durante a noite, o arrefecimento gerou condições de estabilidade com inversões da temperatura do ar em altitude que frequentemente se estendiam até 300 a 450 m de altura e associadas a inversões de subsidência que descem durante a noite; as inversões de radiação são destruídas durante as primeiras horas da manhã dando origem a condições favoráveis à “fumigação” com a duração de uma a três horas, enquanto a inversão de subsidência sobe.

Em altitude, a ocorrência de inversões de subsidência é muito frequente, com a base da 1ª inversão localizada entre 300 a 600 m de altura em cerca de 35% das sondagens directas da baixa troposfera, embora abaixo de 2000 m tenham ocorrido em cerca de 75% das sondagens; as espessuras das inversões de subsidência mais frequentes têm valores de 400 a 600 m para as mais baixas e de 1000 a 1200 m para as mais altas. A espessura máxima diária da camada de mistura, que ocorre normalmente durante a tarde, apresentou valores que permitem estimar que em cerca de 50% dos dias para esta época terá valores da ordem de 1200 a 1400 m.

A estabilidade da baixa troposfera foi avaliada recorrendo aos resultados da variabilidade da componente vertical do vento ( $\sigma_w$ , observado com SODAR), o gradiente vertical da temperatura do ar calculado a partir dos resultados da observação directa da temperatura do ar em altitude com radiossonda.

No entanto, poderá concluir-se que, durante a noite entre as 21 e 06 UTC, as condições de estabilidade na baixa troposfera são muito frequentes, 60% a 70% do tempo, enquanto durante o dia as condições de instabilidade predominarão em cerca de 60% a 85% do tempo, estimando-se a frequência de equilíbrio indiferente ou neutro, em 20% a 30% do tempo.

O regime do vento na baixa troposfera foi analisado com os resultados das observações do vento executadas à superfície com anemógrafo a 10 m de altura, com Sodar até 550 m de altura, em média e com balão-piloto até 3000 a 5000 m.

---

## 4.2 Campanha meteorológica em Leirosa / Figueira da Foz



Fig. 4.2 – Local da campanha (Leirosa/Figueira da Foz)

A campanha meteorológica em Leirosa/Figueira da Foz realizou-se de 17 de Julho a 4 de Agosto de 1989, a cerca de 10km a sul da cidade da Figueira da Foz (Fig. 4.2) e a cerca de 0,5 km da linha de costa. A oeste, a norte e a sul do local de observações não existiam quaisquer obstáculos que perturbassem a circulação do ar e a leste existiam dunas com pouca elevação, com 2 a 4 m de altura, e vegetação rasteira e alguns pinheiros com altura que não ultrapassava 10 m.

### 4.2.1 Situações meteorológicas e suas características

As cartas meteorológicas de superfície e do nível isobárico dos 850 hPa e as imagens de satélite que se apresentam em anexo, de 17 de Julho a 4 de Agosto de 1989, permitem a caracterização da circulação atmosférica na baixa troposfera e a natureza das massas de ar presentes neste período de campanha.

Durante o período da campanha predominaram situações meteorológicas caracterizadas à superfície pela existência de vários núcleos de baixas pressões e altas pressões na região da Península Ibérica e Atlântico adjacente, tendo dado origem a várias circulações distintas.

No período de 17 a 22 de Julho predominaram na região as circulações ciclónicas de SW e SE, associadas a vasta depressão na baixa troposfera localizada a NW da Península Ibérica e a vários núcleos de altas pressões localizadas sobre o Norte de África.

A situação meteorológica à superfície, no período de 23 de Julho a 4 de Agosto, foi caracterizada pela existência de uma crista de altas pressões, associada ao anticiclone dos Açores que se estendia sobre o norte da Península Ibérica, e de depressões na região da Península, quer sobre a própria Península, quer a sul, dia 27 de Julho, sudoeste, dias 28, 29, 30 e 31 de Julho e a oeste nos dias 1, 2, 3 e 4 de Agosto; predominaram então as circulações de E e NE à superfície e de E e SE a 850 hPa, anticiclónicas de 23 a 26 de Julho e ciclónicas de 27 Julho a 4 de Agosto de 1989.

Durante todo o período da campanha, a região esteve sob influência de massas de ar tropical marítimo sendo subsidente em 75% dos dias, o que está na origem da formação de inversões da temperatura do ar abaixo dos 1000 m em cerca de 70% dos dias. Durante o mesmo período, 17 de Julho a 4 de Agosto de 1989, não se verificaram passagens de superfícies frontais.

## 4.2.2 Condições meteorológicas à superfície

### 4.2.2.1 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície

Apresenta-se na Fig. 4.2.1 a variação diária dos valores horários da temperatura e da humidade relativa do ar à superfície durante o período da campanha em Leirosa/Figueira da Foz.

Reconhece-se que a amplitude da variação diária da temperatura do ar não é muito acentuada, cerca de 7°C, sendo a temperatura média diária da ordem de 21°C. A temperatura média horária variou aproximadamente entre 16°C e 24°C. No entanto, os valores extremos absolutos foram de 14,2°C e 34,9°C. Reconhece-se ainda que os valores médios horários da temperatura do ar à superfície variaram regularmente ao longo do dia, apresentando o mínimo pelas 05 UTC, cerca do nascer do Sol, e o máximo entre as 14 e as 16 UTC. Deve, no entanto salientar-se que entre as 10 e as 12 UTC, assim como entre as 16 e as 18 UTC, se verificaram variabilidades significativas na variação da temperatura do ar à superfície, as quais resultam essencialmente da influência das variações do regime local e regional da circulação atmosférica na camada limite atmosférica e que, em geral, resultaram da grande proximidade ao mar, cerca de 500 m. Com efeito, o decréscimo a partir das 10 UTC da taxa de aumento matinal da temperatura do ar está associado ao início da influência marcada da brisa do mar; por outro lado, o pequeno acréscimo da temperatura do ar pelas 18 UTC estará associado à influência que se faz sentir durante o fim da tarde, da circulação regional associada à depressão de origem térmica localizada sobre a Península Ibérica que favorece o transporte de massas de ar intensamente aquecidas durante o dia no interior da Península Ibérica.

A variabilidade dos valores horários da temperatura do ar, representada na Fig. 4.2.2 através

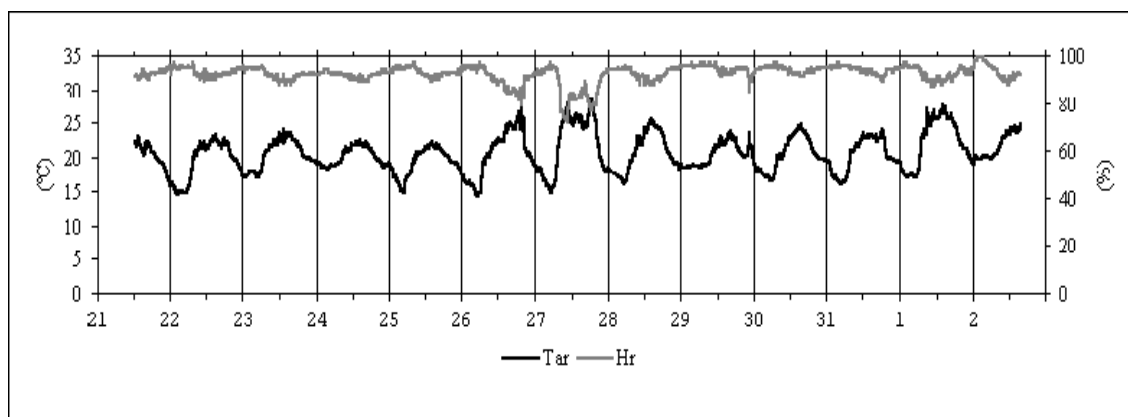


Fig. 4.2.1 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície (Leirosa, 21 de Julho a 3 de Agosto 1989)

dos valores dos seus desvios padrão, é inferior a 1°C durante a noite, entre as 21 e 04 UTC, apresentando dois máximos bem definidos, o primeiro, aproximadamente, entre as 8:30 e as 10:30 UTC e o segundo à tarde, entre as 18 e 20 UTC. Estes resultados confirmam a interpretação apresentada relativamente à variabilidade da variação diurna da temperatura média do ar, nas regiões costeiras de Portugal Continental.

Os valores médios horários da humidade relativa do ar à superfície no período da campanha, representados também na Fig. 4.2.1, variaram entre 80% e 100%, considerando-se valores muito altos, mas que resultam da grande proximidade do local, à linha de costa.

A variabilidade dos valores da humidade relativa do ar à superfície, também representada na

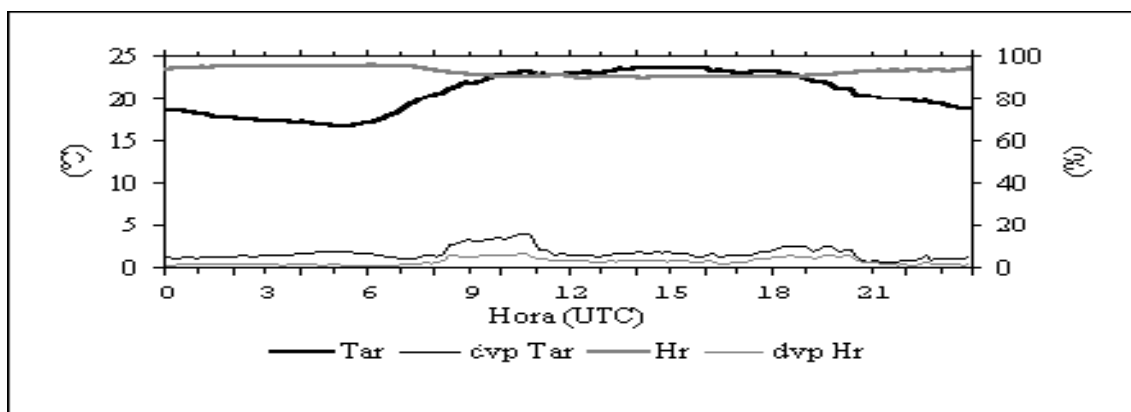


Fig. 4.2.2 Valores médios horários da temperatura e da humidade relativa do ar à superfície e respectivos desvios padrão (Leirosa, 21 Julho a 3 de Agosto 1989)

Fig. 4.2.2, através dos valores dos seus desvios padrão, é maior entre as 09 e 11 UTC e as 18 e 20 UTC, embora com valores muito baixos, em regra inferiores a 5%.

Reconhece-se, portanto, que a variação diária da humidade relativa média do ar corresponde ao regime característico das regiões costeiras; valores médios horários superiores a 90% pequena amplitude e com máximo de madrugada e mínimo durante o princípio da tarde, sendo, no entanto de salientar, que a sua maior variabilidade durante o fim da manhã e o fim da tarde, está associada à variabilidade de ocorrência durante aqueles períodos entre as horas de início e fim, respectivamente, da influência característica da brisa do mar.

Os valores médios diurnos da humidade específica do ar variam entre 11,5 g/kg e 16 g/kg. A maior variabilidade que ocorre entre as 09 e as 11 UTC é característica do período em que se faz sentir a influência da brisa do mar, que não se iniciando diariamente à mesma hora, vai provocar maior variabilidade nos diferentes parâmetros que caracterizam a origem do ar associado às diferentes circulações.

A humidade específica variou durante o período da campanha entre os valores de 10 g/kg e 20 g/kg, ocorrendo os maiores valores durante o período diurno, em que os ventos sopram do quadrante W enquanto os menores valores são observados durante a noite, quando os ventos sopram do interior da Península Ibérica, associados a ar mais seco.

#### 4.2.2.2 Rumo e intensidade do vento à superfície

A intensidade do vento à superfície durante o período da campanha apresenta regime característico da época do verão em regiões costeiras de Portugal. A variação diária dos valores médios horários da intensidade do vento está representada de forma gráfica na Fig. 4.2.3.

Verifica-se que a intensidade do vento se mantém praticamente constante durante a noite, período em que também são observados os valores mínimos da intensidade do vento.

No início da manhã, verifica-se um aumento significativo da intensidade do vento à superfície, cerca de 2,5 m/s num curto intervalo de tempo, aproximadamente de 4 horas, sendo o

máximo atingido pelas 14 UTC, podendo, em determinadas situações meteorológicas, atingir 10 m/s. A variabilidade da intensidade do vento é menor durante a noite e princípio da manhã, com valores inferiores a 2 m/s registando-se os maiores valores durante o dia.

O acréscimo significativo da intensidade do vento à superfície, neste local, que se faz sentir entre as 08 as 12 UTC traduz a influência da brisa do mar cuja intensidade é crescente durante este período, podendo afirmar-se que nesta região costeira a intensidade máxima do vento é atingida ao fim da tarde com valores que variaram entre 4 e 10 m/s.

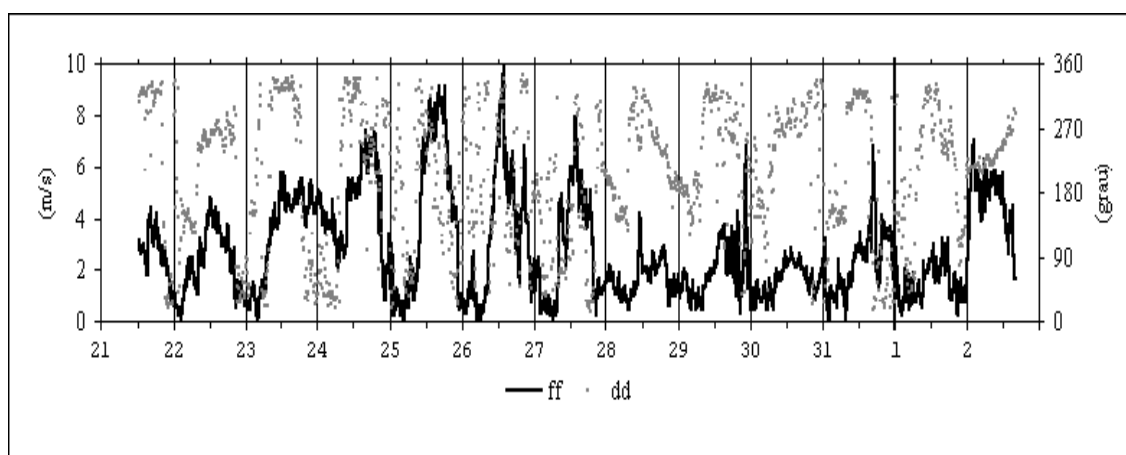


Fig. 4.2.3 Intensidade e rumo do vento à superfície  
(Leirosa, 21 de Julho a 2 de Agosto 1989)

Na Fig. 4.2.4, apresentam-se os valores médios horários das componentes  $u$  (componente zonal) e  $v$  (componente meridional) do vento à superfície. Da referida figura é possível identificar que a componente  $u$  é positiva a partir das 07:30 UTC até às 20:30 UTC com máximo de 4 m/s cerca das 14 UTC e durante a noite entre as 21 UTC e as 07:30 UTC regista-se em média componente negativa em geral fraca, com intensidade inferior a 1 m/s.

A variabilidade da componente  $u$ , representada na Fig. 4.2.4 pelo seu desvio padrão é em regra superior durante o período diurno o que resulta das diferenças diárias da situação sinóptica e das diferenças da temperatura, em particular da temperatura do ar à superfície.

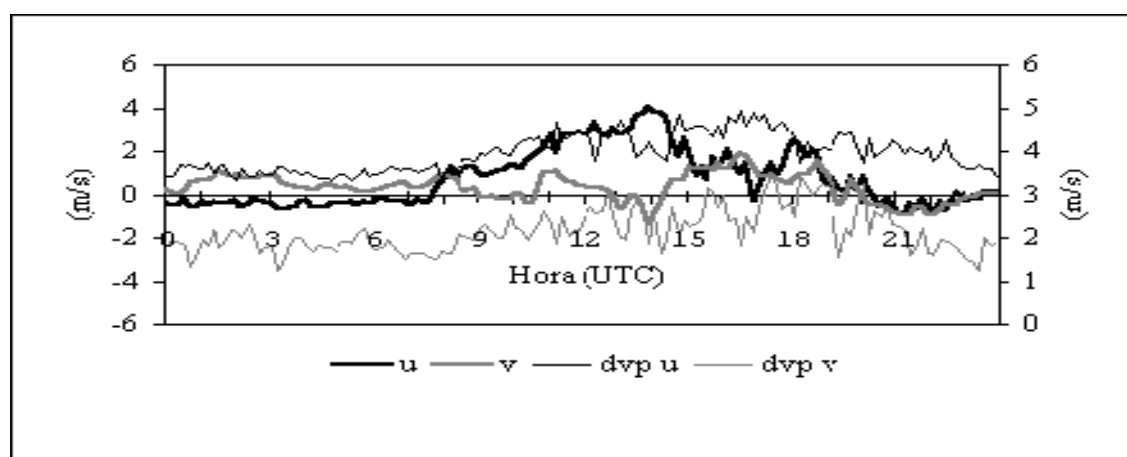


Fig. 4.2.4 Valores médios horários das componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície e respectivos desvios padrão  
(Leirosa, 21 de Julho 12 de Agosto 1989)



### 4.2.3 Regime do vento na baixa troposfera

A análise dos resultados observacionais do vento na baixa troposfera mostra que durante o período diurno predominaram ventos dos quadrantes NW e SW, enquanto durante o período noturno predominaram ventos dos quadrantes NE e SE.

Reconhece-se, portanto, o regime característico da ocorrência da brisa do mar durante o período diurno nesta região costeira de Portugal Continental, enquanto durante a noite predominaram os ventos da circulação regional característica na época.

A sua análise mostra que dos períodos noturno para o diurno, há uma rotação significativa dos rumos do vento, visto que as suas frequências são maiores nos quadrantes de E durante a noite e muito maiores dos quadrantes de W durante o período diurno.

As frequências das intensidades do vento apresentam variação diária muito significativa, em que durante o período noturno as intensidades do vento são inferiores a 3 m/s, no período da manhã observa-se um ligeiro aumento das intensidades do vento, em regra superiores a valores de 3 m/s, e um aumento significativo durante a tarde, com intensidades que ultrapassam 5 a 7 m/s.

Dos resultados obtidos, conclui-se que a intensidade do vento aumenta durante a tarde, acompanhando a rotação do rumo para o quadrante W, que, em regra, corresponde à intensificação da brisa do mar durante a manhã e principalmente durante o fim da tarde.

Os gráficos das figuras 4.2.5.a, 4.2.5.b, 4.2.5.c, 4.5.2.d e 4.5.2.e representam os perfis médios das componentes do vento normal à linha de costa em Leirosa/Figueira da Foz, com orientação aproximadamente norte - sul, para cada uma das sondagens do vento efectuadas; no eixo das abcissas, está representada a componente zonal do vento, que é positiva de W e negativa de E. Nas representações dos perfis verticais da componente zonal do vento utilizaram-se os resultados das observações do vento nos níveis de 1,5m e 12m obtidos em torre meteorológica, do Sodar nos níveis de 35 m e 75 m e os ventos observados, recorrendo à técnica do balão piloto para os restantes níveis, até 3000 m de altura. Em 97% dos perfis verificou-se que à superfície predomina a componente W, que se mantém nas sondagens da manhã numa espessura relativamente pequena, a qual aumentando durante o dia vai atingir a espessura máxima ao fim da tarde; simultaneamente verifica-se um aumento da intensidade da componente u, positiva. Com efeito, e neste período de observações, reconhece-se que na região costeira central de Portugal Continental, durante o verão, e neste local, é frequente a extensão vertical da camada, em que a brisa do mar se faz sentir, ser da ordem de 100 a 300 m durante a madrugada e princípio da manhã, entre as 08 e 10 UTC, atingindo valores de 350 a 450 m no fim da manhã, entre as 11 e 12 UTC. Durante a tarde a espessura da baixa troposfera em que se faz sentir a brisa do mar aumenta para valores de 600 a 900 m ao princípio da tarde, entre as 14 e 16 UTC e atinge os maiores valores ao fim da tarde entre as 17 e 19 UTC que são da ordem de 1000 a 1300 m, raramente ultrapassando 1500 m. O máximo de intensidade da brisa do mar ocorre, em regra, ao fim da tarde, em que a componente de oeste apresenta valores de 5 a 7 m/s a altitudes entre 400 a 600 m, e mais raramente atingindo 8 m/s a altitudes que variam entre 500 e 800 m. A circulação de retorno ou contra – brisa, faz-se sentir na camada da baixa troposfera sobrejacente à da brisa do mar, efeito notório representado na Fig. 4.2.5.d, isto é, na camada limitada inferiormente pelo nível em que a componente zonal é nula, e que frequentemente ultrapassará 1500 m, quando a brisa do mar atinge o seu máximo de desenvolvimento durante a tarde, e superiormente até níveis da ordem de 2200 a 2500 m.

---

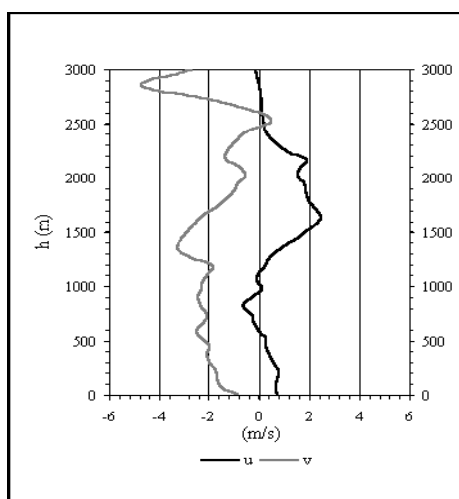


Fig. 4.2.5.a Valores médios das componentes u e v ao princípio da manhã (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 07 - 08 UTC)

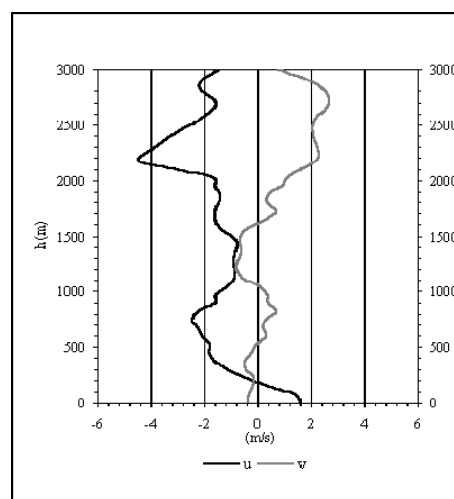


Fig. 4.2.5.b Valores médios das componentes u e v ao meio da manhã (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 10 - 11 UTC)

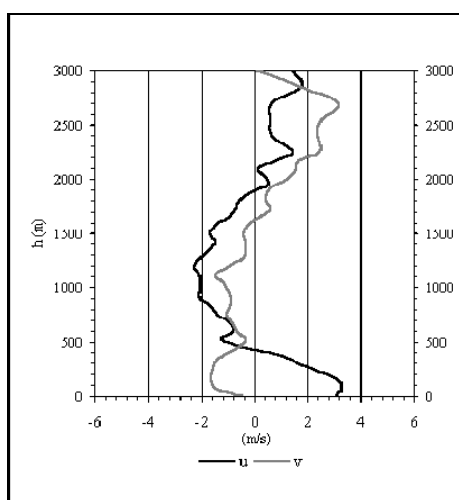


Fig. 4.2.5.c Valores médios das componentes u e v ao meio dia (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 12 - 13 UTC)

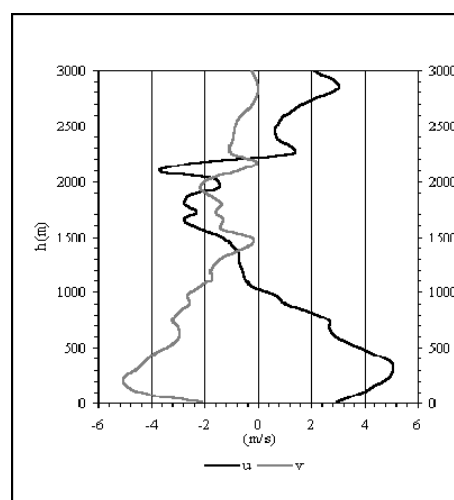


Fig. 4.2.5.d Valores médios das componentes u e v ao meio da tarde (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 15 -16 UTC)

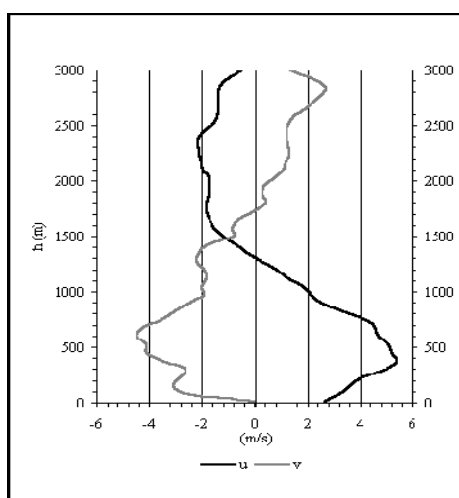


Fig. 4.2.5.e Valores médios das componentes u e v ao fim da tarde (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 18 -19 UTC)

Fig. 4.2.5 Valores médios das componentes u e v (Leirosa/Figueira da Foz, 20 Julho a 1 Agosto 1989)

Os resultados que se apresentam nas Fig. 4.2.5 foram obtidos com os resultados de todas as sondagens efectuadas ao início da manhã, entre as 07 e as 08 UTC, a meio da manhã, entre as 10 e as 11 UTC ao meio dia, entre as 12 e 13 UTC e ao meio da tarde 15 e 16UTC e fim da tarde, entre as 18 e as 19 UTC.

Atendendo à tecnologia de observação utilizada, técnica antiga conhecida como balão - piloto, não foram realizadas sondagens durante a noite.

#### 4.2.4 Estrutura térmica da baixa troposfera

Os resultados das sondagens da temperatura do ar caracterizam os aspectos fundamentais da estrutura térmica da baixa troposfera na região de Leirosa/Figueira da Foz, designadamente no que se refere à variação do gradiente vertical da temperatura do ar e às características das inversões da temperatura do ar em altitude.

Durante o período diurno, na época de verão, é muito frequente a ocorrência de gradientes verticais da temperatura do ar com valores da ordem do gradiente adiabático seco, ou até mesmo superadiabáticos, com valores entre  $-9^{\circ}\text{C}/\text{km}$  a  $-14^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , na camada superficial da atmosfera que se estende até 100 a 400m de altitude.

A análise dos resultados obtidos até cerca de 1500 m de altitude, nas sondagens realizadas durante a campanha no período diurno, permitiu determinar a ocorrência de inversões da temperatura do ar em altitude assim como as suas características, designadamente a altitude da base e a espessura da camada com inversão; com efeito, é evidente a ocorrência de múltiplas inversões abaixo de 3 km de altitude, salientando-se a existência de várias inversões da temperatura do ar abaixo de 1500 m, em regra duas, e menos frequentemente três. A primeira inversão da temperatura do ar ocorreu em 70% das sondagens, a segunda em 59% e a terceira em 10%. Verifica-se que a base da primeira inversão ocorreu a uma altitude média de 100 e o topo a 300m; no entanto, nos dias 22, 23, 26 e 27 Julho verificou-se que a base da inversão ocorreu a altitudes inferiores a 50 m. A altitude máxima da base da primeira camada com inversão da temperatura do ar registou-se nos dias 25 de Julho e 2 de Agosto, com valores próximos de 800 m. Durante a primeira parte do período da campanha, isto é entre os dias 20 e 27 de Julho, verificou-se que a espessura da primeira camada com inversão da temperatura do ar era da ordem de 50 m, e com base mais próxima da superfície; a partir do dia 27 de Julho, verificou-se que a base das inversões subiu ligeiramente em altitude, ao mesmo tempo que a espessura da camada com inversão da temperatura do ar aumentou para valores de 250 a 400 m. A segunda inversão da temperatura do ar ocorreu em média a altitudes compreendidas entre 500 e 800 m, com variação ondulatória e de período aproximadamente de três dias, com a base a variar entre 500 e 800m; também a espessura da 2ª camada com inversão variou gradualmente ao longo da campanha, aproximadamente entre 400 m no início e diminuindo até atingir valores da ordem de 50 a 100 m. De notar que a espessura da primeira camada de inversão aumentava, ao mesmo tempo que a espessura da 2ª camada diminuía. A terceira camada de inversão da temperatura do ar ocorreu a altitudes compreendidas entre valores de 600 e 1500 m, com espessuras que variaram entre 50 e 500m, sendo de notar que ocorreu nos períodos de altura mínima da 2ª inversão.

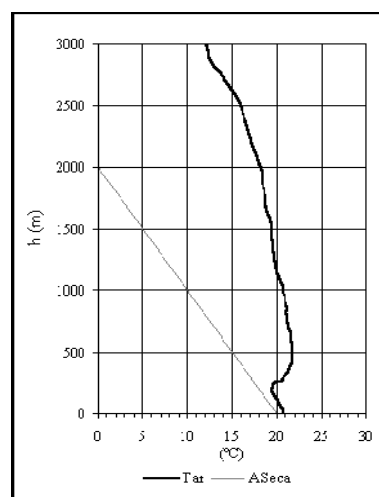
A grande frequência de ocorrência de inversões em altitude na região de Leirosa / Figueira da Foz, durante o verão, resulta de fenómenos de subsidência na baixa troposfera, características da circulação anticiclónica predominante na região, e está associada à influência do anticiclone dos Açores, que em regra tem maior persistência no período de verão.

Nas Fig. 4.2.6.a a 4.2.6.e, apresentam-se os perfis verticais médios da temperatura do ar desde a superfície até 3000 m de altitude, para as sondagens realizadas durante o princípio da manhã, entre as 07 e 08 UTC, manhã, entre as 10 e 11 UTC, meio-dia, entre as 12 e 13 UTC e meio da tarde, entre as 15 e 16UTC e fim da tarde entre as 18 e as 19 UTC.

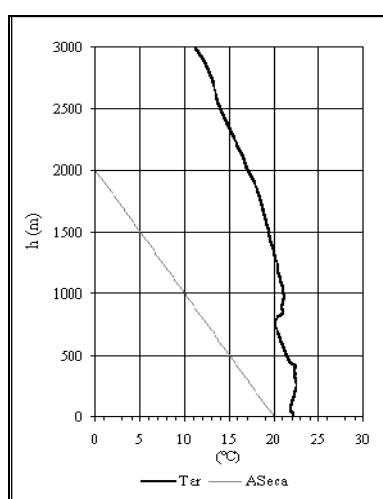
---

Os resultados gráficos que se apresentam nas figures 4.2.6 foram obtidos em cerca de 12 sondagens para cada um dos intervalos indicados. Estes resultados foram obtidos com sistema de minissondagem da temperatura do ar.

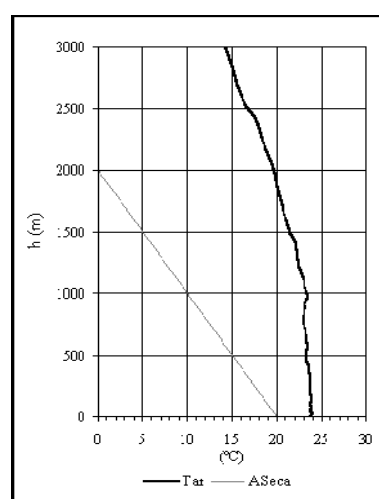
Tar representa o perfil médio da temperatura do ar e ASeca a adiábática seca. Para esta campanha não havia disponível sistema de sondagem da humidade relativa do ar.



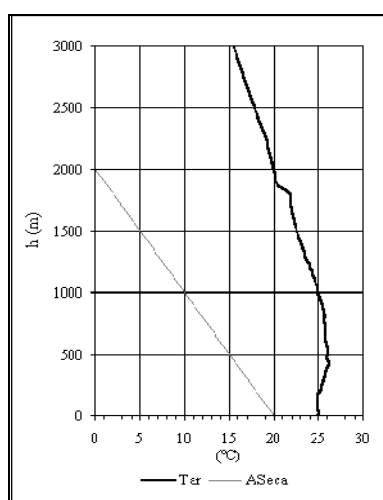
4.2.6.a Valores médios do perfil da temperatura do ar da manhã (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 07 - 08 UTC)



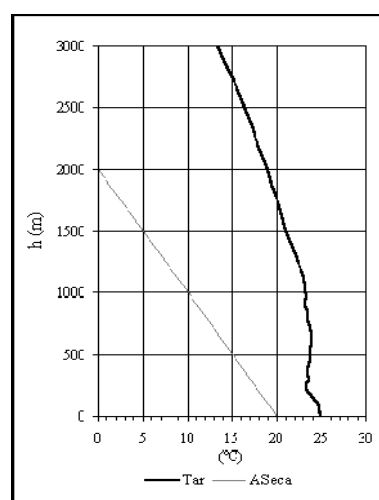
4.2.6.b Valores médios do perfil da temperatura do ar ao meio da manhã (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 10 - 11 UTC)



4.2.6.c Valores médios do perfil da temperatura do ar ao meio dia (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 12 - 13 UTC)



4.2.6.d Valores médios do perfil da temperatura do ar ao meio da tarde (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 15 - 16 UTC)



4.2.6.e Valores médios do perfil da temperatura do ar ao fim da tarde (Leirosa, 20 de Julho a 1 de Agosto 1989, 18 - 19 UTC)

Fig. 4.2.6 Perfis médios da temperatura do ar (Leirosa/Figueira da Foz, 20 Julho a 1 Agosto 1989)

As inversões da temperatura do ar na região costeira ocidental de Portugal Continental, em que a base da inversão se encontra à superfície, ou a altitudes compreendidas entre de 100 e 200 m, resultam, essencialmente, da influência das circulações continentais do quadrante E que durante esta época transportam ar quente com origem no interior da Península Ibérica.

#### **4.2.5 Representatividade do período da campanha e conclusões**

Durante o período de observações e no local da campanha, o céu apresentou-se, de um modo geral, pouco nublado ou limpo, apresentando-se, no entanto muito nublado em especial na parte da manhã dos dias 20, 21, 22 de Julho e 2 de Agosto de 1989.

Os períodos com o céu muito nublado resultaram, em regra, da presença de cúmulos, estratocúmulos, altocúmulos e cirros apenas nos dias 20 e 23 de Julho de 1989.

Ocorreu formação de neblina matinal em cerca de 40% dos dias e 1 dia com nevoeiro (29 Julho); este fenómeno meteorológico é frequente na região costeira ocidental de Portugal Continental durante o verão e ocorre geralmente associado a situações com circulações anticiclónicas. Este tipo de situação é, frequentemente, registada em imagens de satélite.

No dia 22 de Julho, verificou-se a formação de uma nuvem de fumo com origem no complexo industrial de Lavos/Leirosa e resultou das condições de dispersão determinadas pelo gradiente superadiabático até cerca de 300 m de altura, seguido de uma inversão na temperatura do ar.

Neste período da campanha, ocorreu apenas 1 dia com precipitação, 21 de Julho às 15UTC, sob a forma de aguaceiros, sendo, no entanto, a quantidade de precipitação inferior a 0,2mm.

O aquecimento foi muito acentuado nos dias 26 e 27 de Julho e no dia 1 de Agosto, com amplitudes da temperatura do ar próximas de 11°C, 14°C e 10°C respectivamente, sendo nos restantes dias do período da campanha, em regra, inferiores a 7°C.

A análise dos resultados mostra que durante o dia, entre as 08 e 19 UTC, ocorreram em geral 2 ou 3 máximos relativos da temperatura do ar à superfície; o primeiro, logo ao amanhecer, corresponde ao aquecimento devido à acção da radiação solar e é, em regra, seguido de uma diminuição da temperatura que corresponde à influência da brisa do mar que então se estabelece; o ar mais frio vindo do mar, opõe-se momentaneamente, ao aumento da temperatura do ar. O terceiro máximo, que alguns dias ocorre como período de estabilidade da temperatura do ar, e que ocorre por vezes ao fim da tarde ou ao anoitecer, resulta do transporte de ar mais quente do interior da Península Ibérica para a costa ocidental, e que corresponde em geral, a uma rotação significativa do rumo do vento à superfície.

A intensidade do vento apresenta variações horárias e diárias muito acentuadas, com os maiores valores entre as 10 e as 18 UTC e os menores valores durante a noite.

A análise dos resultados que estão representados na Fig. 4.2.4, onde se apresenta a variação horária das componentes u e v do vento à superfície durante o período da campanha, permite reconhecer que ocorre um máximo da intensidade do vento entre as 09 e as 12 UTC, seguida, normalmente, de um decréscimo e no final da tarde, um novo máximo da intensidade do vento, a qual se reduz ao fim da tarde e anoitecer.

O período do dia desde o meio da manhã, entre as 09 e 10 UTC e o último máximo da intensidade do vento corresponde ao período em que geralmente se faz sentir mais intensamente a brisa do mar, nesta região central da costa ocidental de Portugal Continental. É

---

também evidente o desfasamento, no tempo, entre os máximos e os mínimos aos diferentes níveis, o qual resulta do processo de transmissão de calor no solo, no local das observações.

Os valores horários da radiação solar global, da radiação terrestre e do balanço da radiação, apresentaram, em regra, variações diárias regulares; no entanto, verificou-se que ao amanhecer e à tarde ocorreram frequentemente variações irregulares causadas pela existência de neblinas matinais e bruma, em especial durante a tarde. Estas irregularidades, na variação dos valores da radiação foram evidentes, em especial nos dias 22, 28 e 30 de Julho de 1989.

No dia 21 de Julho, as variações irregulares foram causadas pela ocorrência de nuvens, em que as observações directas de superfície, mostram ter estado o céu muito nublado e ainda a ocorrência de aguaceiros muito fracos.

As condições meteorológicas à superfície, durante o período da campanha, apresentaram características próprias do período de verão na região costeira, a norte do rio Tejo.

A análise comparativa das grandezas meteorológicas registadas durante a campanha observacional da baixa troposfera em Leirosa / Figueira da Foz, no período correspondente à 2<sup>a</sup> quinzena de Julho e 1 e 2 de Agosto permite concluir que as condições meteorológicas foram normais da época do verão, com predominância de massas de ar tropical marítimo subsidente. Também as ocorrências de neblina matinal e de bruma foram mais acentuadas, a primeira com origem em fenómenos de advecção, característicos desta zona costeira no verão e a segunda resultante da grande frequência de circulações na baixa troposfera do quadrante E, que transportam partículas sólidas em suspensão, cuja origem é o Norte de África e o interior da Península Ibérica, onde as intensas correntes de convecção diurnas transportam partículas sólidas da superfície, transportando-as para as camadas mais baixas da troposfera, produzindo aumentos significativos das concentrações de partículas em suspensão à superfície.

No que se refere ao estabelecimento e desenvolvimento da brisa do mar tendo em conta as condições geográficas, fisiográficas e climatológicas da região e do local da campanha, e com base na análise integrada dos resultados observacionais das diferentes variáveis físicas utilizadas que caracterizam o estado da baixa troposfera, incluindo a sua estrutura vertical e respectiva evolução temporal, permite concluir que a brisa do mar se estabelece durante o princípio da manhã e se mantém no verão até ao fim da tarde.

Os resultados disponíveis permitem ainda concluir que no período de 24 Julho a 1 Agosto de 1989, integrados no período da campanha que decorreu de 17 Julho a 2 Agosto de 1989 em Leirosa / Figueira da Foz, com resultados de observações aerológicas entre 20 Julho e 2 Agosto de 1989, ocorreram situações características para o estabelecimento, desenvolvimento e intensificação diurna da brisa do mar.

Esta circulação regional da baixa troposfera nas regiões costeiras é característica no verão, sendo devida ao aquecimento diferencial da baixa troposfera e pode concluir-se que na região central da costa ocidental da Península Ibérica se faz sentir, principalmente, a partir do meio da manhã, entre as 08 e 09 UTC numa camada com espessura de 100 a 300 m a qual atinge 350 a 450 m ao fim da manhã, entre as 11 e 12 UTC, com a intensificação da brisa do mar. Durante a tarde a espessura da camada superficial em que se faz sentir a brisa do mar aumenta, sendo de 600 a 900 m ao princípio da tarde, entre as 14 e 15 UTC e atinge os maiores valores da ordem de 1000 a 1300 m e raramente ultrapassando 1500m. Ao fim da tarde, entre as 18 e 19 UTC, quando a intensidade da componente W do vento atinge os maiores valores, da ordem de 5 a 7 m/s, a altitudes de 400 a 600 m, raramente ultrapassando 8 m/s a altitudes de 500 a 800m.

---



Na Fig. 4.3.3, apresentam-se os valores médios horários da temperatura e da humidade relativa do ar à superfície. Para o período da campanha, verifica-se que a temperatura média horária não ultrapassou os 24°C e a temperatura mínima média horária foi aproximadamente de 17°C, valor que corresponde aproximadamente à temperatura média da água do mar à superfície registada neste período da campanha em Sines / Cabo.

As flutuações da humidade relativa do ar representadas também na Fig. 4.3.3 pelo seu desvio padrão apresentam uma pequena flutuação, valores inferior a 10% para a temperatura do ar à superfície, cerca de 3°C. Na mesma Fig. 4.3.3, embora muito pouco evidente, verifica-se um ligeiro aumento do desvio padrão da temperatura do ar à superfície entre as 07 e as 08 UTC e entre as 18 e 19UTC o que corresponde aos períodos de intensificação e decaimento da brisa do mar.

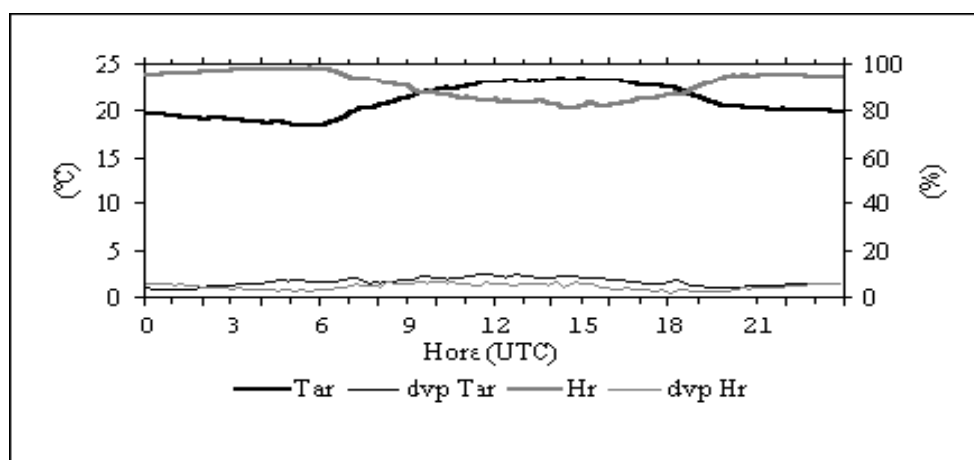


Fig. 4.3.3 Valores médios horários da temperatura e da humidade relativa do ar e respectivos desvios padrão (Sines / Cabo, 11 de Julho a 3 de Agosto 1990)

A variabilidade horária das componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície durante o período da campanha representadas na Fig. 4.3.4 evidenciam que relativamente à componente  $u$  do vento é em regra negativa e muito fraca até às 11 UTC e que a partir desta hora até às 23 UTC a componente  $u$  é positiva, com valores médios da ordem de 2 a 3 m/s até às 16 UTC.

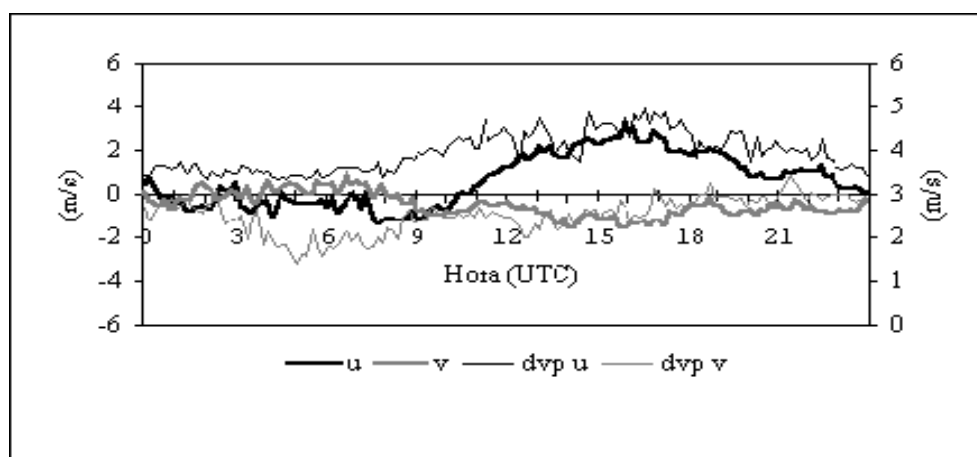


Fig. 4.3.4 Valores médios horários das componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície e respectivos desvios padrão (Sines / Cabo, 11 de Julho a 3 de Agosto 1990)



### 4.3.2 Perfis verticais da temperatura ar

Nas Fig. 4.3.5.a a 4.3.5.d, apresentam-se os perfis médios da temperatura do ar desde a superfície até aos 3000m observados durante o início da manhã, entre as 08 e 09 UTC, meio dia, entre as 12 e 13UTC, durante a tarde entre as 15 e 16 UTC e ao fim da tarde entre as 19 e 20 UTC, respectivamente.

Na sondagem média da manhã, é notória a inversão da temperatura do ar que se registou durante a noite a qual, a esta hora começa já a ser destruída, observando-se a inversão da temperatura do ar até cerca de 700 a 800 m com gradiente vertical de  $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  aproximadamente e é de realçar a existência de 2ª inversão da temperatura do ar a cerca de 1300 m que resulta de movimentos subsidentes do ar e que define em média a altura da camada limite atmosférica; esta inversão da temperatura do ar é notória nos 4 gráficos referidos e varia em altitude entre 1300 e 1500 m.

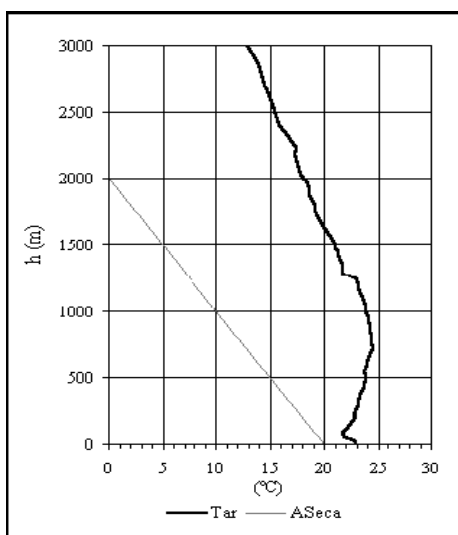


Fig. 4.3.5.a – Perfil médio da temperatura do ar ao princípio da manhã (Sines/Cabo, 18 de Julho a 31 de Julho 1990, 08 - 09UTC)

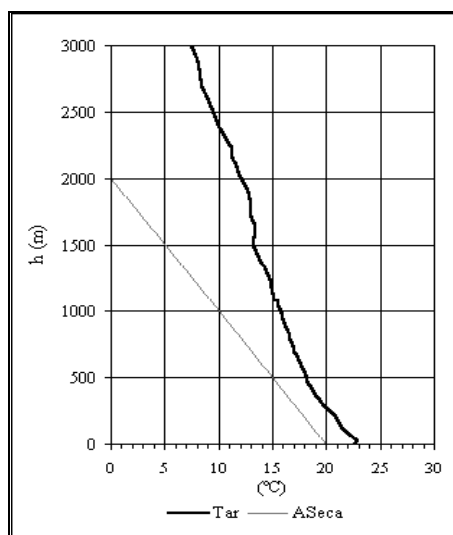


Fig. 4.3.5.b – Perfil médio da temperatura do ar ao meio dia (Sines/Cabo, 18 de Julho a 31 de Julho 1990, 12 - 13UTC)

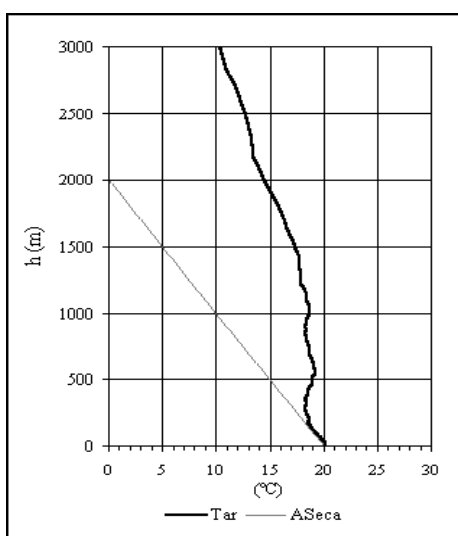


Fig. 4.3.5.c – Perfil médio da temperatura do ar ao meio da tarde (Sines/Cabo, 18 de Julho a 31 de Julho 1990, 15 - 16UTC)

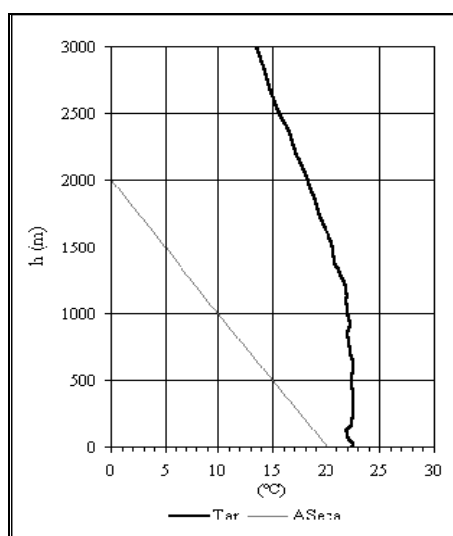


Fig. 4.3.5.d – Perfil médio da temperatura do ar ao fim da tarde (Sines/Cabo, 18 de Julho a 31 de Julho 1990, 19 - 20UTC)

### 4.3.3 Perfis verticais do vento

Nas Fig. 4.3.6.a a 4.3.6.d, apresentam-se os perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  do vento observado nas sondagens da manhã, entre as 08 e 09 UTC, meio - dia, entre as 12 e 13 UTC, meio da tarde, entre as 15 e 16 UTC e fim da tarde, entre as 19 e 20 UTC. Das referidas figuras, é possível verificar que em geral é registado vento com componente  $u$  negativa ao início da manhã, 08 - 09 UTC, valor médio inferior a 2 m/s numa extensão vertical desde a superfície até cerca de 1300 m.

Nas sondagens do meio-dia, da tarde e fim da tarde, verifica-se que a componente  $u$  é positiva numa extensão vertical que vai desde a superfície até 900 a 1300 m ao final do dia com valor médio da ordem de 4 a 5 m/s, a cerca de 400 m de altitude.

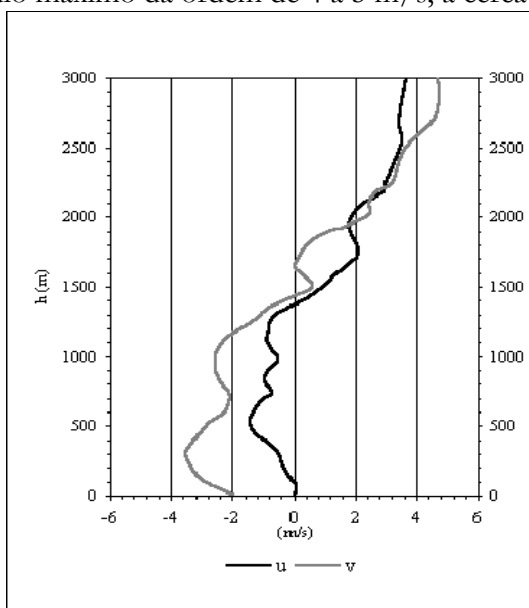


Fig. 4.3.6.a Valores médios das componentes  $u$  e  $v$  ao princípio da manhã (Sines/Cabo, 18 de Julho a 31 de Julho 1990, 08 - 09 UTC)

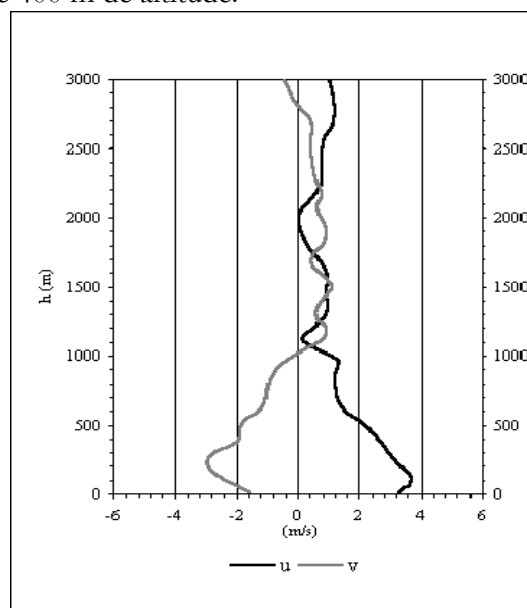


Fig. 4.3.6.b Valores médios das componentes  $u$  e  $v$  ao meio - dia (Sines / Cabo, 18 de Julho a 31 de Julho 1990, 12 - 13 UTC)

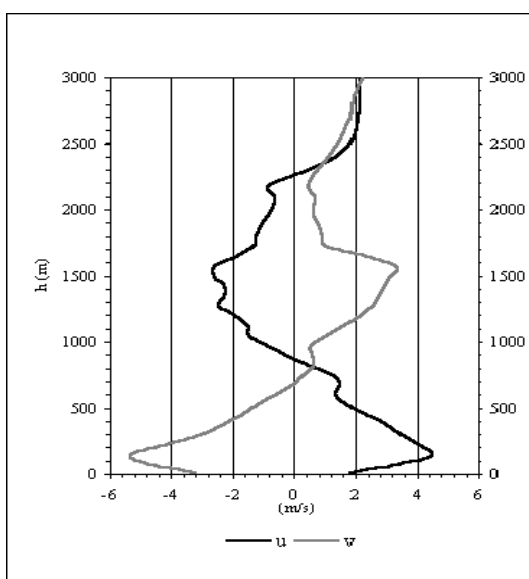


Fig. 4.3.6.c – Valores médios das componentes  $u$  e  $v$  ao meio da tarde (Sines/Cabo, 18 de Julho a 31 de Julho 1990, 15 - 16 UTC)

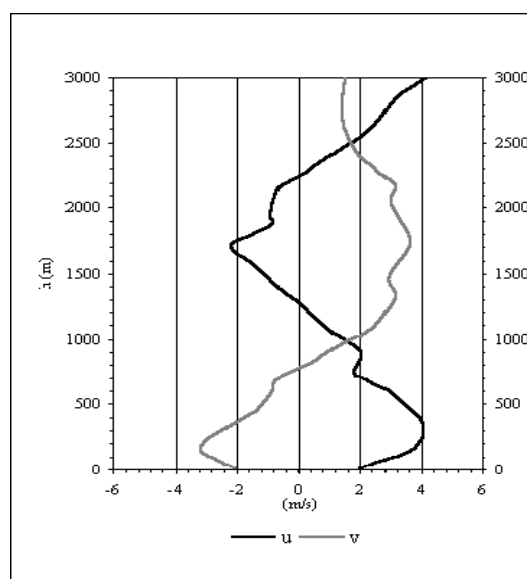


Fig. 4.3.6.d – Valores médios das componentes  $u$  e  $v$  ao fim da tarde (Sines / Cabo, 18 de Julho a 31 de Julho 1990, 19 - 20 UTC)

#### 4.4. Campanha meteorológica na Tapada do Outeiro / Gondomar

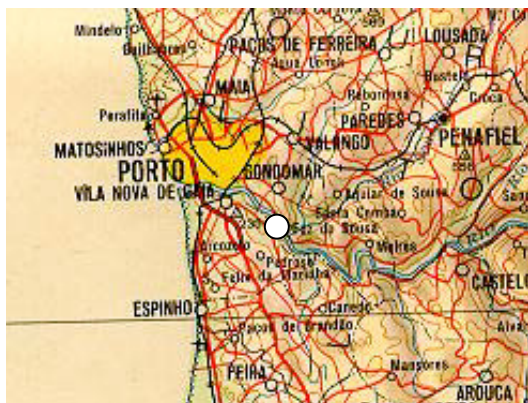


Fig. 4.4 Local de observações  
(Tapada do Outeiro / Gondomar)

A campanha observacional na Tapada do Outeiro / Gondomar teve lugar no troço inferior do vale do rio Douro, no período de 29 de Outubro a 16 de Novembro de 1990, no reduto das instalações da Central Termoeléctrica da Tapada do Outeiro, a cerca de 20 km da linha de costa e da área urbana da cidade do Porto.

A região onde foram executados os programas de observação localizava-se numa zona onde o vale do rio Douro é encaixado por orografia complexa. Na Fig. 4.4, apresenta-se o mapa da região assim como a indicação da localização geográfica do local de observações. O

revestimento da superfície do globo nesta região é essencialmente constituído nas terras baixas por culturas arvenses e nas encostas e terras mais altas por florestas e mato com árvores por vezes de grande porte, pinheiros e eucaliptos. O local de execução da campanha meteorológica na Tapada do Outeiro / Gondomar enquadra-se em região costeira com topografia complexa integrada na bacia do rio Douro com vertentes e vales acentuados mas suficientemente próxima do mar para se poder sentir os seus efeitos.

No período da campanha foram executadas observações dos seguintes elementos meteorológicos: pressão atmosférica, temperatura do ar e temperatura do termómetro molhado, humidade relativa do ar, do rumo e intensidade do vento, visibilidade horizontal, nebulosidade, tempo presente e tempo passado e os valores horários da insolação a partir das respectivas tiras de heliógrafo.

##### 4.4.1 Situações meteorológicas e suas características

As cartas meteorológicas de superfície às 00 e 12 UTC e as cartas meteorológicas ao nível de 850 hPa e imagens de satélite METEOSAT às 12 UTC correspondentes ao período de 29 de Outubro a 16 de Novembro de 1990 apresentam-se em anexo. Esta informação permite caracterizar as circulações atmosféricas na baixa troposfera na escala regional e a natureza das massas de ar que determinaram as condições meteorológicas durante o período da campanha e também a visualização dos sistemas nebulosos que afectaram a região.

Durante o período da campanha, podem definir-se 4 intervalos com condições meteorológicas diferenciadas e correspondentes a situações meteorológicas distintas. Assim de 29 de Outubro a 1 de Novembro e de 7 a 10 de Novembro as condições meteorológicas na região foram influenciadas pela corrente perturbada de oeste, com a passagem de superfícies frontais e a presença de massas de ar marítimo tropical que transportadas nas circulações do quadrante oeste em regra ciclónicas, deram origem a céu muito nublado ou encoberto e períodos de chuva e aguaceiros, em especial de 7 a 10 de Novembro de 1990. Com feito, ocorreu a passagem de superfície frontal fria em 31 de Outubro pelas 00:10 UTC e em 8 e 10 de

Novembro frentes oclusas quentes que foram precedidas por circulações ciclónicas de SE/SW responsáveis pelas condições meteorológicas referidas.

De 2 a 6 e 11 a 16 de Novembro as condições meteorológicas na região foram influenciadas por massas de ar polar, marítima ou continental, em regra subsidentes, transportadas em circulações anticiclónicas mais frequentes do quadrante E associadas a anticiclones centrados a NW e N da Península Ibérica de 2 a 6 de Novembro, sobre a península de 11 a 13 de Novembro e a W da península de 14 a 16 de Novembro.

Durante este período, o céu apresentou-se em regra pouco nublado, o que deu origem a aquecimento diurno significativo; temperaturas máximas diárias de 14,5°C a 16,5°C de 2 a 6 Novembro e de 17°C a 19°C de 11 a 16 de Novembro assim como o arrefecimento nocturno intenso, particularmente nos dias 3 a 5, 11 a 13, 15 e 16 de Novembro com temperaturas mínimas diárias de 3°C a 6°C o que associado ao elevado conteúdo de vapor de água no ar na camada limite originou a formação frequente de nevoeiro nocturno e matinal.

Durante estes períodos foi frequente o desenvolvimento durante a noite de inversões de radiação, que atingiram a altura de 250 a 350 m, enquanto os ventos de leste durante a noite atingiram intensidades de 6 a 8 m/s à altura de 250 a 450m, com destaque para a noite de 6 para 7 de Novembro em que a intensidade do vento atingiu valores de 10 a 13 m/s na camada da atmosfera entre 200 a 450 m.

Durante todo o período da campanha predominaram as massas de ar polar que ocorreram em 90% dos dias, sendo em 58% dos dias de origem marítima e em 32% dos dias de origem continental; em 10% dos dias a influência foi de massas de ar tropical marítimo.

De acordo com os resultados obtidos, foi também possível concluir ainda que em 70% dos dias com a presença de massas de ar polar as suas características evidenciavam a ocorrência, em especial de 31 de Outubro a 4 de Novembro, massa de ar polar marítimo e de 11 a 16 de Novembro massa de ar polar continental, com grande persistência.

## **4.4.2 Condições meteorológicas à superfície**

### **4.4.2.1 Pressão atmosférica**

Entre os dias 31 de Outubro e 5 de Novembro os valores da pressão atmosférica ao nível médio do mar estiveram compreendidos entre 1002,0 e 1011,3 hPa. Os menores valores durante a campanha observacional ocorreram entre os dias 6 e 9 de Novembro de 1990, associados à aproximação e passagem de sistemas frontais, com um mínimo da pressão atmosférica de 995,8 hPa. A partir desta data, a pressão atmosférica à superfície aumentou gradualmente, por influência de anticiclones localizados sobre a Península Ibérica ou a oeste desta, registando-se o valor máximo de 1020,5 hPa no dia 16 de Novembro de 1990.

### **4.4.2.2 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície**

Na Fig. 4.4.1, apresentam-se os resultados das observações horárias da temperatura e da humidade relativa do ar à superfície; e os valores médios horários apresentam-se na Fig. 4.4.3, tal como a respectiva variabilidade, representada pelos respectivos desvios padrão.

---

Os valores horários da temperatura do ar variaram regularmente ao longo do dia, apresentando em geral um mínimo de madrugada entre as 03 e 08 UTC e o máximo entre as 13 e as 16 UTC.

A variabilidade dos valores horários da temperatura do ar é maior durante o período nocturno, nesta época do ano, das 20 às 08 UTC, aproximadamente, do que nas restantes horas do dia. Reconhece-se que a amplitude térmica diurna variou entre 13,2°C no dia 12 de Novembro em que o céu se apresentou praticamente limpo, e 4,1°C no dia 8 de Novembro e ainda menores nos dias 29 e 30 de Outubro, a que corresponderam dias em que o céu se apresentou muito nublado e ocorrência de precipitação.

Os valores extremos absolutos da temperatura do ar à superfície foram de 19,2°C no dia 14 de Novembro e 3,2°C no dia 4 de Novembro, associados a circulações anticiclónicas.

Os maiores valores da humidade relativa do ar à superfície ocorrem durante a noite, madrugada e manhã, e os valores mais baixos foram registados entre as 10 e 16 UTC.

Assim, em 80% dos dias a humidade relativa do ar à superfície foi superior a 95% entre as 19 e 09 UTC e em 60% dos dias a humidade relativa do ar foi superior, em regra 100% entre as 23 e as 08 UTC.

Os valores muito elevados da humidade relativa que se observaram naquele local durante a noite e princípio da manhã estão associados ao arrefecimento do ar estagnado, como consequência dos efeitos fisiográficos e orográficos locais que limitam significativamente a ventilação do local e ainda à época do ano.

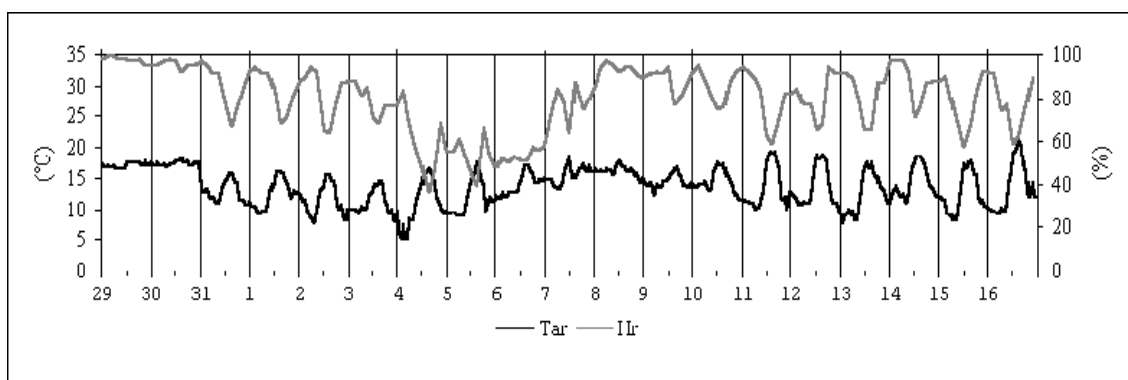


Fig. 4.4.1 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície  
(Tapada do Outeiro / Gondomar, 29 de Outubro a 16 de Novembro de 1990)

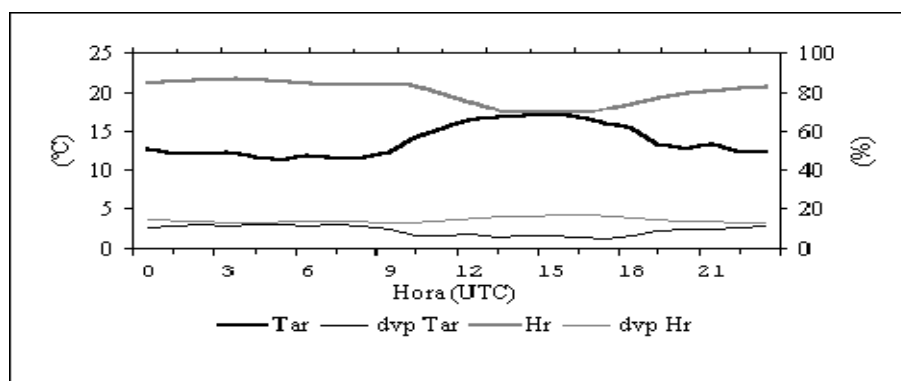


Fig. 4.4.2 Valores médios horários da temperatura e da humidade relativa do ar à superfície e respectivos desvios padrão (Tapada do Outeiro / Gondomar, 29 de Outubro a 16 de Novembro de 1990)

#### 4.4.2.3 Rumo e intensidade do vento à superfície

Durante o período da campanha, no local em que foram executadas as observações de superfície, predominou a calma ou vento fraco com intensidade igual ou inferior a 2 a 3 m/s e rumos de NW, NE, SE, S e variável o que se reconhece pelos valores horários do rumo e intensidade do vento apresentados na Fig. 4.4.3, em que 30% dos valores correspondem a calma. Os maiores valores horários, que variaram entre 3 e 7 m/s, registaram-se nos dias 4 a 10 de Novembro com rumos de SE e também no dia 31 de Outubro. A variabilidade do vento, representada pelas componentes  $u$  e  $v$  apresenta-se na Fig. 4.4.4.

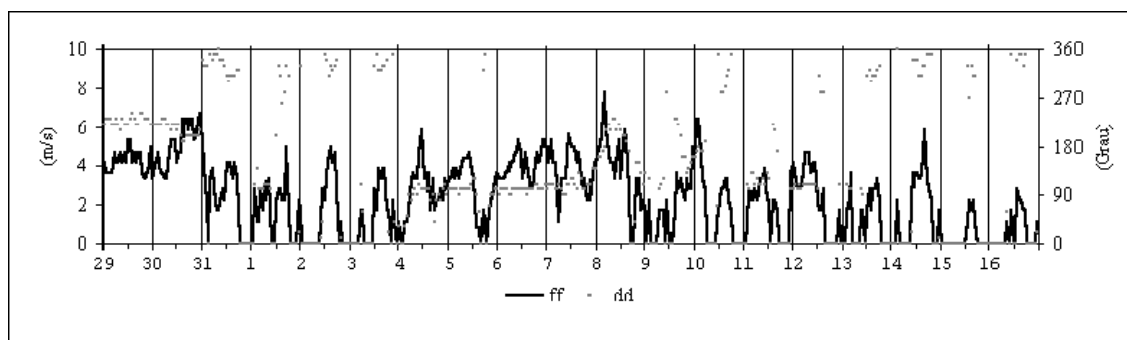


Fig. 4.4.3 Rumo e intensidade do vento à superfície  
(Tapada do Outeiro, 29 Outubro - 16 Novembro 1990)

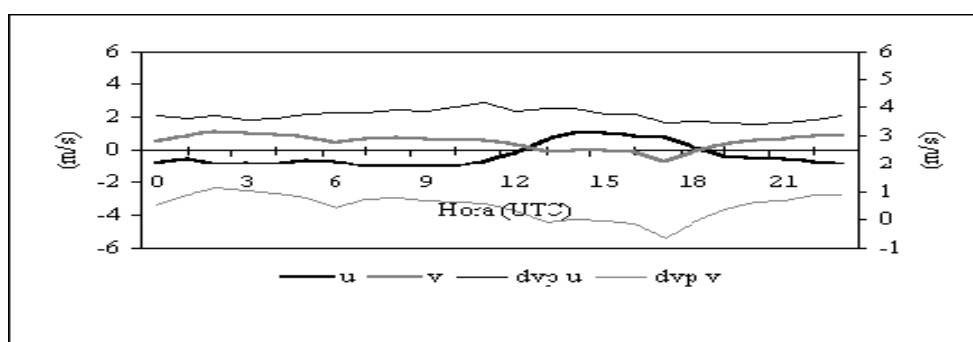


Fig. 4.4.4 Valores médios horários das componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície e respectivos desvios padrão (Tapada do Outeiro, 29 Outubro - 16 Novembro 1990)

É de realçar, através dos resultados que se apresentam na Fig. 4.4.5, a grande frequência de dias em que a componente  $u$  é positiva durante o período diurno e negativa durante o período nocturno e que correspondem a dias com céu limpo e com temperaturas máximas do ar entre 15 a 20°C, à excepção de 8 a 10 de Novembro, porque houve nebulosidade. A temperatura média da água do mar à superfície era da ordem de 15°C.

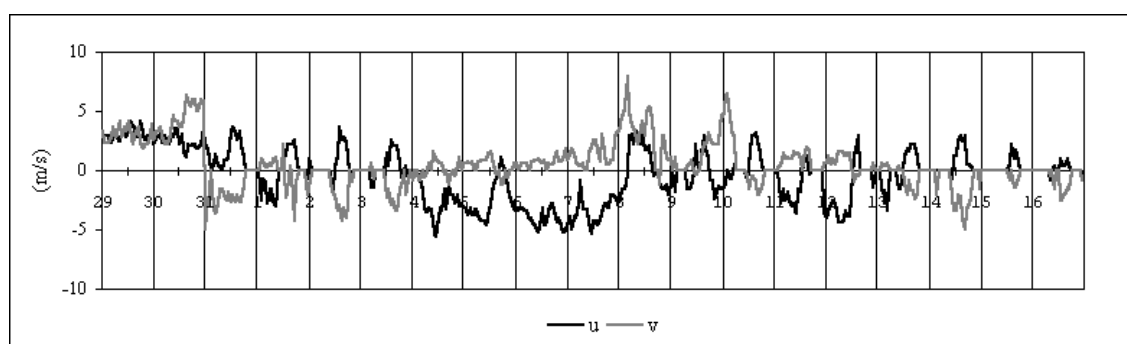


Fig. 4.4.5 Componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície  
(Tapada do Outeiro, 29 Outubro - 16 Novembro 1990)

#### **4.4.2.4 Visibilidade horizontal, nebulosidade, insolação e precipitação**

A visibilidade horizontal, na generalidade, apresentou-se boa, em regra com valores superiores a 15km, com excepção dos períodos de ocorrência de hidrometeoros, designadamente precipitação nas formas de chuveiro, chuva ou aguaceiros, nos dias 31 de Outubro e 7 a 9 de Novembro e neblina ou nevoeiro que ocorreram principalmente durante a noite e princípio da manhã.

Em 35% dos dias, com predominância entre os dias 11 e 16 de Novembro, ocorreu nevoeiro durante a noite e madrugada, que se apresentava pouco espesso e sob a forma de bancos.

Em relação à nebulosidade, distinguiram-se os seguintes períodos: de 31 de Outubro a 1 de Novembro de 1990 o céu apresentou-se com nebulosidade variável predominando nuvens dos géneros St, Sc, Cu, sob influência da massa de ar polar marítimo subsidente, com circulação em geral de W ou NW.

No período de 2 a 5 de Novembro de 1990, o céu esteve pouco nublado ou limpo com nuvens dos géneros Cu, Sc e Ci, por influência da massa de ar polar marítimo subsidente, com circulação em geral de N ou NE.

No período de 6 a 10 de Novembro de 1990, o céu apresentou-se muito nublado ou encoberto com nuvens baixas, médias e altas por influência de massas de ar tropical e polar associadas à aproximação e passagem de sistemas frontais, na região da Tapada do Outeiro / Gondomar.

Nos dias 11 e 16 de Novembro de 1990 o céu apresentou-se pouco nublado ou limpo, com nuvens médias e altas dos géneros Ac e Ci, sob influência da circulação anticiclónica que transportava massas de ar polar continental ou marítimo subsidentes.

Ocorreu precipitação nos dias 31 de Outubro e 7 a 10 de Novembro de 1990, com maior intensidade e duração nos dias 7 e 8, associada à aproximação e passagem de sistemas frontais. Os valores horários da insolação, durante o período da campanha, variaram de 0h a 1h e os valores diários variaram entre 0,1 e 6,4 horas.

De referir que o local da campanha, em dias de céu limpo, só permitia registo da insolação entre as 7 horas e 30 minutos e as 16 horas TSV, devido à sombra dos obstáculos circundantes, em particular da orografia e árvores, nas proximidades do local de observação.

#### **4.4.3 Estrutura termomecânica da baixa troposfera na Tapada do Outeiro/ Gondomar**

A análise dos resultados das sondagens do vento, com recurso à técnica do balão piloto e teodolito óptico, e da temperatura do ar com balão livre e radiossonda, balão cativo e sodar permitiram caracterizar o regime do vento e os perfis da temperatura do ar em altitude e a sua variação temporal, durante o período da campanha.

##### **4.4.3.1 Estrutura térmica da baixa troposfera**

Os resultados obtidos nas sondagens da temperatura do ar cujos resultados médios observados nas radiossondagens realizadas entre as 03 e 04 UTC, 06 e 07 UTC, 09 e 10UTC, 12 e 13 UTC, 17 e 18UTC e 23 e 24 UTC, apresentam-se nas Fig. 4.4.6.a a 4.4.6.g respectivamente. A análise dos resultados das sondagens da temperatura do ar obtidos até

---

3000 m de altitude, permite determinar, em particular, a ocorrência de inversões assim como as suas características, designadamente a altitude da base e a espessura da camada com inversão da temperatura do ar.

É evidente a ocorrência de múltiplas inversões abaixo de 3000 m, salientando-se a existência de várias inversões abaixo de 1500 m, em regra duas e menos frequentemente três.

Assim, exceptuando-se a noite de 7 e 8 de Novembro, em que ocorreu a aproximação de uma superfície frontal oclusa, com grande nebulosidade associada, ocorreram em todo o período da campanha inversões de radiação à superfície com início de formação ao fim da tarde.

Estas inversões estiveram associadas a situações de céu limpo ou pouco nublado e vento fraco ou calma, que ocorreram com circulações anticiclónicas, de grande persistência durante o período da campanha. Estas inversões atingiram espessuras de 250 a 300 m entre 1 e 6 de Novembro e de 400 a 500 m entre 10 e 16 de Novembro, com gradientes verticais da temperatura do ar que variam entre 0,5 e 2 °C/100 m.

Na camada entre 200 e 800 m ocorreu com muita frequência, inversão em altitude, com espessuras entre 50 e 200 m. Estas inversões resultam, maioritariamente, das inversões da temperatura do ar que foram destruídas durante a manhã apenas na sua parte inferior.

A segunda inversão em altitude resultou de fenómenos de subsidência associados às circulações anticiclónicas e a base localizava-se entre 700 e 900m, com espessuras entre 100 e 400 m e gradientes verticais entre 0,3°C/100 m e 2,2°C/100 m. Até dia 5 de Novembro, as bases das camadas com inversão da temperatura do ar localizaram-se entre 1700m e 2000m com espessura de 200 a 400 m. De 7 a 12 Novembro as bases das inversões da temperatura do ar localizaram-se entre 1100 e 1600 m, com espessuras que variaram entre 200 a 400m e de 13 a 16 de Novembro as bases localizaram-se entre 600 a 900m com espessuras da ordem de 100 a 300m.

Deve referir-se que, em 90% das sondagens, se verificaram durante o dia inversões da temperatura do ar à superfície com espessuras entre 10 a 40 m, devidas à fisiografia do local, em particular do terreno rodeado por árvores, talude e edifícios, que dificultavam o aquecimento do ar à superfície, no local.

Os perfis verticais médios da temperatura do ar que se apresentam nas Fig. 4.4.6 foram obtidos durante o período ao qual correspondem cerca de 10 radiossondagens, seleccionadas em dias em que não ocorreu precipitação, por cada perfil representado. Nestas radiossondagens foi utilizado o sistema e radiossondas AIR e como em campanhas descritas anteriormente não havia sistema de observação da humidade relativa do ar em altitude. Tar representa o perfil médio da temperatura do ar e ASeca a adiabática Seca.

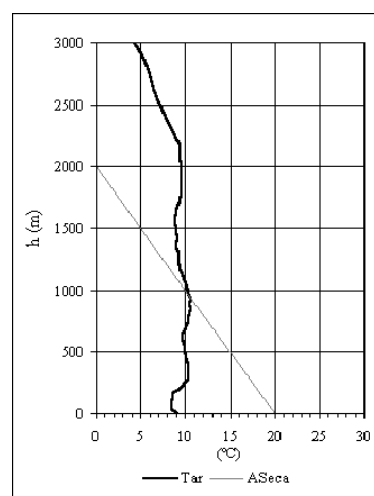


Fig. 4.4.6.a Perfil médio da temperatura do ar (Tapada do Outeiro / Gondomar, 31/10 a 15/11/1990. 03 - 04 UTC)



De salientar que gradientes verticais da temperatura do ar com valores da ordem do gradiente adiabático seco, apenas ocorreram numa sondagem, dia 6 de Novembro, com um gradiente de  $-1,1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  na camada superficial da atmosfera que se estendia até 200 m.

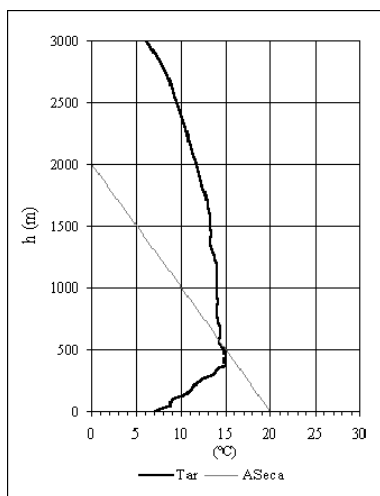


Fig. 4.4.6.b Perfil médio da temperatura do ar (Tapada do Outeiro / Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 06 - 07 UTC)

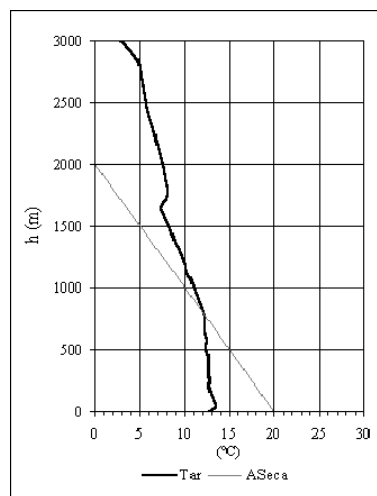


Fig. 4.4.6.c – Perfil médio da temperatura do ar (Tapada do Outeiro / Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 09 - 10 UTC)

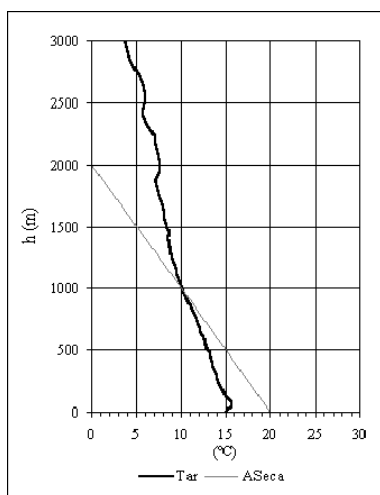


Fig. 4.4.6.d Perfil médio da temperatura do ar (Tapada do Outeiro / Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 12 - 13 UTC)

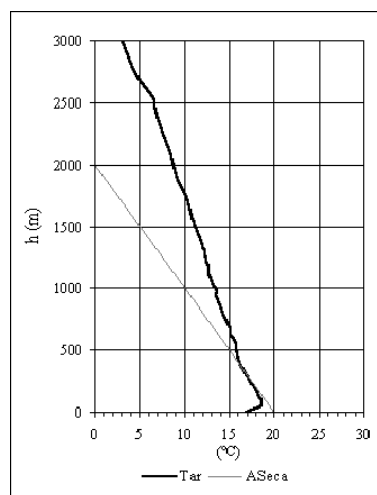


Fig. 4.4.6.e – Perfil médio da temperatura do ar (Tapada do Outeiro / Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 15 - 16 UTC)

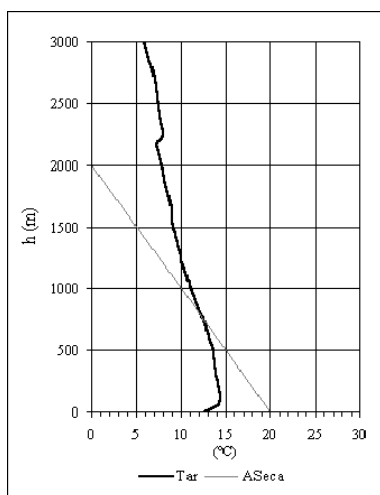


Fig. 4.4.6.f - Perfil médio da temperatura do ar (Tapada do Outeiro / Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 17 - 18 UTC)

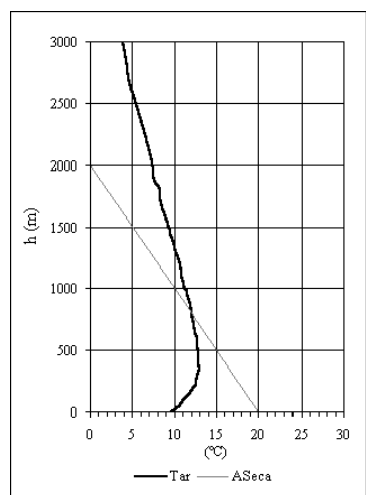


Fig. 4.4.6.g – Perfil médio da temperatura do ar (Tapada do Outeiro / Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 23 - 24 UTC)

#### 4.4.3.2 Regime do vento na baixa troposfera

A análise das observações do vento em altitude durante o período da campanha permite estabelecer períodos distintos com regimes de ventos diferenciados ao longo dos dias do período da campanha como resultado das situações sinópticas que influenciaram o estado do tempo em Portugal Continental. Os gráficos do vento, representados pelas suas componentes das sondagens realizadas entre as 03 e 04 UTC, 06 e 07 UTC, 09 e 10 UTC, 12 e 13 UTC, 17 e 18 UTC e 23 e 24 UTC apresentam-se nas Fig. 4.4.7.a, 4.4.7.b, 4.4.7.c, 4.4.7.d, 4.4.7.e, 4.4.7.f e 4.4.7.g, respectivamente.

De 31 de Outubro a 3 de Novembro de 1990 os ventos até cerca de 300 a 600m foram de NW, com intensidades entre 1 e 3 m/s e acima destes níveis ventos de N e NW com intensidades entre 2 e 7 m/s, aproximadamente.

De 4 a 7 de Novembro predominaram ventos de leste, até alturas compreendidas entre 200 a 700 m com intensidades de 4 a 7 m/s e acima destes níveis ventos de SE e S com intensidades que variaram no dia 5 de Novembro entre 2 e 4 m/s e nos dias 4, 6 e 7 de Novembro de 1990 entre 6 e 12 m/s.

Nos dias 8 e 9 de Novembro de 1990 ocorreram ventos de SW, com intensidades de 3 m/s, até 300 m de altura, aproximadamente.

Nos níveis mais altos, em particular acima dos 800 m o vento predominante foi também de S ou SW com intensidades que aumentaram até valores de 6 a 10 m/s, até 1200 m.

De 10 a 12 de Novembro, o vento predominante foi de E e SE até alturas compreendidas entre 800 e 1500 m e intensidades de 2 a 7 m/s. Deve salientar-se que a intensidade do vento durante estes dias decrescia em altitude de 3 a 5 m/s com ventos de E, para 2 a 4 m/s com ventos de SE.

De 13 a 16 de Novembro o vento predominante foi de E e SE com intensidades que variaram entre 2 a 4 m/s até 500 m de altitude. Acima de 500 m e até cerca de 1200 m no dia 13 de Novembro o vento rodou de N para NW com intensidades de 4 a 5 m/s, em 14 e 15 de Novembro o vento soprou de N, NE ou E com 3 a 5 m/s.

Nos dias 14 e 15 de Novembro verificou-se durante a tarde a ocorrência de ventos na camada da atmosfera, desde a superfície até cerca de 600 m do quadrante W, com intensidades da ordem de 3 a 4 m/s que estão associados aos efeitos das brisas do vale com rumo de SW e do mar, canalizado ao longo do vale do rio Douro, com orientação de noroeste.

Os resultados dos perfis verticais das componentes u e v do vento na baixa troposfera foram obtidos recorrendo à técnica do balão-piloto e teodolito óptico. Dado o interesse do conhecimento dos perfis nocturnos para estudos de dispersão de poluentes atmosféricos foram executadas sondagens utilizando a mesma técnica mas com uma lanterna acoplada ao balão-piloto.

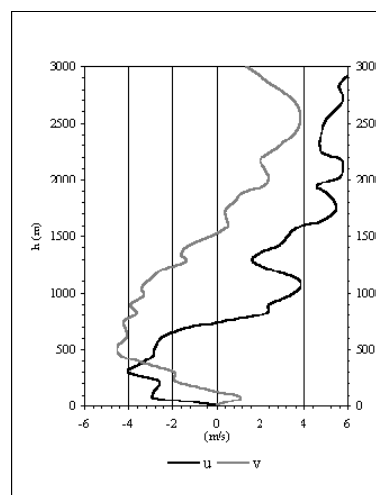


Fig. 4.4.7.a Perfis médios das componentes u e v do vento (Tapada do Outeiro/Gondomar, 31/10–15/11/1990, 03 - 04 UTC)

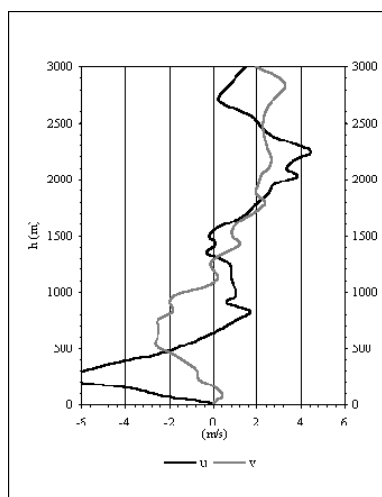


Fig. 4.4.7.b Perfis médios das componentes u e v do vento (Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 06 - 07 UTC)

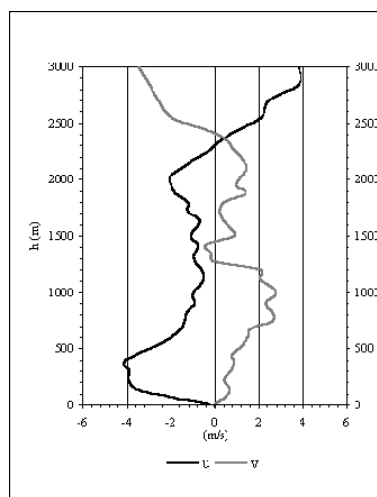


Fig. 4.4.7.c Perfis médios das componentes u e v do vento (Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 09 - 10 UTC)

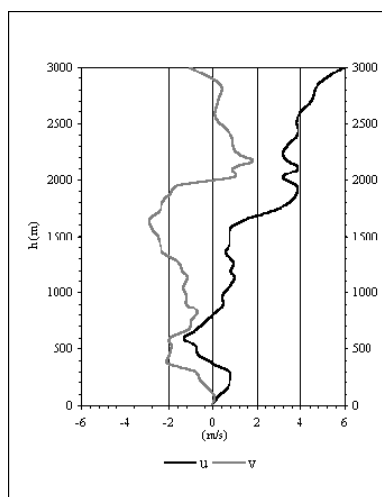


Fig. 4.4.7.d Perfis médios das componentes u e v do vento (Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 12 - 13 UTC)

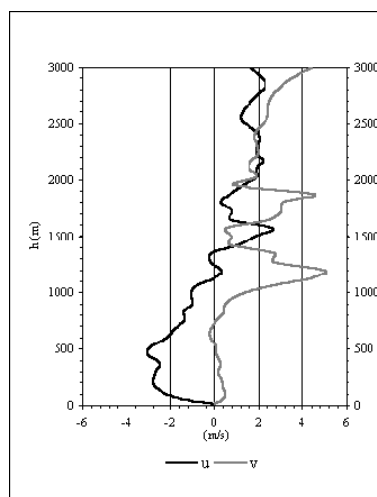


Fig. 4.4.7.e Perfis médios das componentes u e v do vento (Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 15 - 16 UTC)

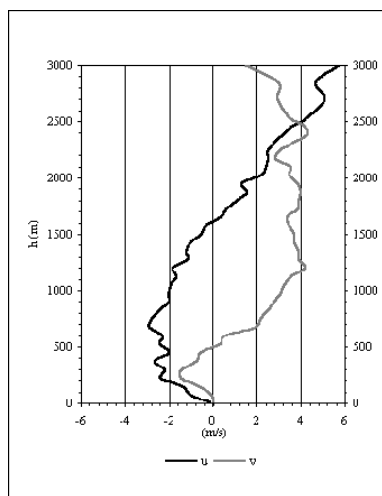


Fig. 4.4.7.f Perfis médios das componentes u e v do vento (Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 17 - 18 UTC)

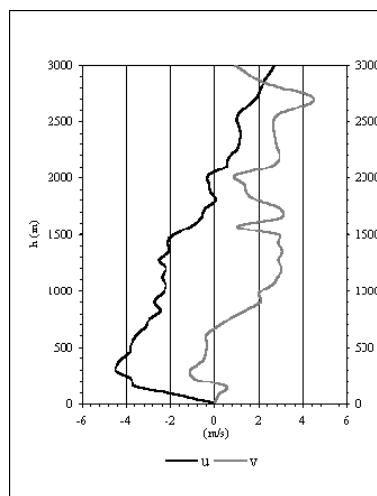


Fig. 4.4.7.g Perfis médios das componentes u e v do vento (Gondomar, 31/10 – 15/11/1990, 23 - 24 UTC)

#### 4.4.4 Representatividade do período da campanha e conclusões

O vasto conjunto de dados e informações meteorológicas obtidas no período de 29 de Outubro a 16 de Novembro de 1990 permite caracterizar os aspectos essenciais da estrutura termomecânica da baixa troposfera com diferentes situações meteorológicas típicas do fim do Outono na região da Tapada do Outeiro / Gondomar, localizada no troço inferior do vale do rio Douro, a cerca de 20 km da sua foz.

As condições geográficas e fisiográficas da região da Tapada do Outeiro determinam frequentemente aspectos característicos em diferentes elementos meteorológicos de que se destacam a modulação da distribuição de frequências do rumo do vento pela orientação do vale encaixado do rio Douro, a frequência e persistência de inversões de radiação que se formam no vale do rio Douro muito frequentemente durante o fim da tarde e que se mantêm durante toda a noite e madrugada até às primeiras horas da manhã, o estabelecimento de ventos locais, anabáticos e catabáticos, que são mais evidentes durante o período diurno de aquecimento quando o gradiente horizontal da pressão atmosférica é pequeno e que sopram no local do quadrante SW e a ocorrência à superfície de ventos do quadrante NW durante o fim da tarde nesta época do ano, devido à canalização ao longo do vale do rio Douro da brisa do mar, quando a intensidade da circulação atmosférica na região é fraca.

Nesta época do ano, a estrutura da baixa troposfera, isto é, abaixo de 3000 m de altitude, é caracterizada pela ocorrência muito frequente de inversões de radiação durante o período nocturno que se estendem até 250 a 450 m de altura, sempre que a nebulosidade é escassa e o vento é fraco.

A ocorrência persistente de inversões de subsidência é muito frequente com as circulações anticiclónicas na baixa troposfera, sendo também muito frequente a ocorrência de inversões múltiplas ao longo da vertical.

Com efeito, foram localizadas inversões persistentes com base a alturas de 600 a 900 m de 1100 a 1600 m e de 1700 a 2000 m, cujas espessuras variam entre 100 a 400 m e intensidades de 0,3°C/100 m a 2,2°C/100 m.

No que se refere ao regime dos ventos na baixa troposfera, reconhece-se que, na camada superficial, que se estende até 100 a 200 m de altura, o vento apresenta variação diária significativa sempre que ocorrem circulações regionais de fraca intensidade; neste caso, na camada superficial indicada é frequente na região da Tapada do Outeiro durante a noite e princípio da manhã a ocorrência de ventos fracos, inferiores a 2 m/s, do quadrante NE ou calma, enquanto durante o fim da manhã e princípio da tarde ocorrem ventos fracos do quadrante SW, sendo ainda frequente a ocorrência durante a tarde de ventos de W e NW associados à influência da brisa do mar.

Acima desta camada superficial, os ventos são determinados essencialmente pela localização dos centros de acção que determinam a circulação atmosférica regional, embora até alturas de 600 a 900m se façam sentir os efeitos topográficos do vale do rio Douro que dá origem a grandes frequências de ventos de E e SE e de W e NW.

---

No que se refere a condições meteorológicas associadas a situações típicas, é de salientar durante o período da campanha, a ocorrência de situações de aproximação e passagem de superfícies frontais a que correspondem condições meteorológicas no local de céu muito nublado ou encoberto, vento na baixa troposfera moderado ou forte, da ordem de 4 a 10m/s, mais frequentemente do quadrante SE antes da passagem do sistema frontal e do quadrante SW após a passagem, que roda sucessivamente para W e NW; ocorrem também períodos de chuva ou chuveiro na fase pré-frontal, que correspondem mais frequentemente a condições de equilíbrio indiferente na baixa troposfera, com variação diária muito pouco acentuada o que se manifesta também nas pequenas amplitudes térmicas diárias que então se verificam, da ordem de 3 a 5°C.

Após a passagem do sistema frontal o ar polar marítimo pós - frontal é em regra instável na baixa troposfera o que dá origem a condições de instabilidade durante o período diurno e a condições de estabilidade durante o período nocturno, como resultado do arrefecimento nocturno que dá origem à formação de inversões de radiação com base à superfície; também com este tipo de situação pós-frontal, ocorrem frequentemente inversões em altitude entre 600 a 2000 m, que resultam dos fenómenos de subsidência associada às circulações anticiclónicas na baixa troposfera.

A outra situação típica que ocorreu caracteriza-se pela presença de anticiclones nas proximidades da região (W, NW, N, NE ou E), determinam circulações mais frequentemente do quadrante E, a que estão associados ventos na baixa troposfera de NE, E ou SE, ou de NW e N quando os anticiclones se localizam a W e NW da região.

Com esta situação o céu apresenta-se em regra limpo ou pouco nublado, com nuvens médias ou altas, o vento à superfície é em regra fraco e fazem-se sentir as circulações regionais e locais na camada superficial com brisas do vale e do mar durante o dia e de montanha durante a noite, a amplitude da variação diária da temperatura do ar é acentuada, com valores da ordem de 10 a 15°C, sendo frequente a ocorrência de temperaturas mínimas diárias entre 0 e 5°C.

Estas condições térmicas, provocam uma variação diária significativa na estabilidade da baixa troposfera, aos níveis de 300 a 400 m, que se apresenta muito estável durante a noite, entre as 17 e 08 UTC, com a ocorrência de inversões de radiação e frequentemente nevoeiro; durante o período diurno entre as 10 e as 16 UTC, com grande insolação, o equilíbrio é indiferente ou instável sendo então muito frequente a ocorrência de ventos fracos, da ordem de 1 a 3 m/s, determinados pelas circulações locais condicionadas pelos factores fisiográficos de que se destacam a brisa do vale que no local predomina do quadrante SW durante o fim da manhã e princípio da tarde e a brisa do mar que é "canalizada" pelo vale do Douro originando vento do quadrante SW durante o fim da tarde.

Finalmente refere-se que as conclusões obtidas são particularmente representativas das situações descritas, que são muito frequentes nos meses de Outubro e Novembro e Fevereiro e Março (Fascículos do IM sobre O clima de Portugal).

---

#### 4.5 Campanha no Sotavento do Algarve / Olhão e Estói

A campanha meteorológica da baixa troposfera no sotavento do Algarve realizou-se de 6 a 24 de Setembro de 1993, no âmbito do projecto SECAP "South European Cycles of Air Pollution", e teve como objectivo recolher informação meteorológica fundamental à

caracterização da estrutura termomecânica da baixa troposfera naquela região da costa sul de Portugal Continental.

As observações meteorológicas foram efectuadas em dois locais: Quinta de Marim, na Reserva Natural da Ria Formosa à cota de 2 m e a cerca de 50 m da linha de água, entre os canais de Olhão e de Marim (Fig. 4.5).

O segundo local com observações da temperatura do ar e do vento em altitude na baixa troposfera foram executadas nas proximidades da vila de Estói, a 90 m de altitude e a cerca de 7 km a norte do primeiro local referido.

As situações sinópticas no período da campanha corresponderam a situações típicas

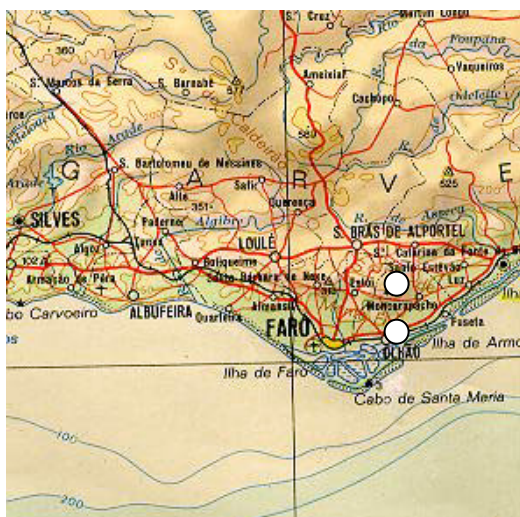


Fig. 4.5 Locais de observação na campanha do sotavento do Algarve: Olhão e Estói

de fim de verão, em que ocorreu a aproximação e passagem de superfícies frontais de fraca actividade, em particular a norte do Cabo Carvoeiro tendo-se mantido o período da campanha na região do Algarve com características de verão.

##### 4.5.1 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície

As observações da temperatura e da humidade relativa do ar à superfície foram executadas horariamente em Olhão, e em Estói sempre que foram realizadas sondagens da temperatura do ar e do vento.

Quanto à temperatura do ar à superfície, representada graficamente na Fig. 4.5.1, reconhece-se a pequena amplitude da variação horária e que não é muito regular, a qual foi em média inferior a 10°C, verificando-se que nalguns dias foi mesmo inferior a 5,0°C, variando durante o período da campanha entre 3 e 15°C. No entanto, os valores extremos da temperatura horária do ar à superfície variaram entre 12 e 29,0°C.

A humidade relativa do ar à superfície, representada também na Fig. 4.5.1 variou em alguns dias de forma irregular, em particular no que se refere aos dias 7 a 11 de Setembro e 14 a 20 de Setembro de 1993, o que reflecte a grande proximidade ao mar e às flutuações que resultam das variações locais do rumo e da intensidade do vento.

O valor médio mínimo diário da humidade relativa do ar à superfície foi 45% tendo-se registado valores da ordem dos 30% nos dias 13, 21, 22 e 23 de Setembro de 1993; estes

valores ocorrem em simultâneo com o valor máximo diário da temperatura do ar à superfície e o valor médio das máximas diárias da ordem de 90% ocorreu em três dias; 15, 17 e 18 de Setembro durante a noite e madrugada. Nos restantes dias os valores médios máximos da

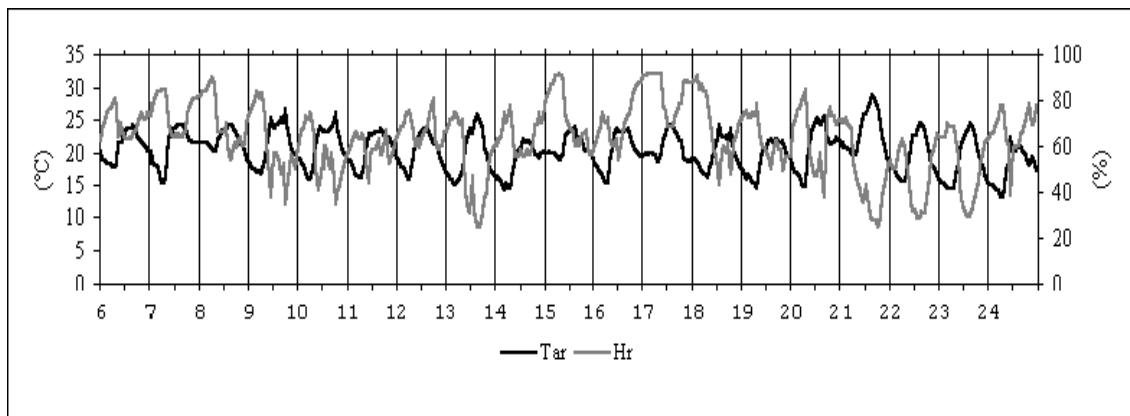


Fig. 4.5.1 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície  
(Olhão, 6 – 24 Setembro 1993)

humidade relativa do ar à superfície variaram entre 70% e 80%.

A variabilidade dos valores horários da temperatura do ar à superfície em Olhão, que se representa na Fig. 4.5.2 através dos valores dos seus desvios padrão é menor durante o dia entre as 08 e 16UTC da ordem de 2°C e maior entre as 03 e 06 UTC e entre as 15 e 19 UTC cerca de 3°C, com valores máximos entre as 16 e as 18 UTC.

A variabilidade dos valores horários da humidade relativa do ar à superfície que está também representada na Fig. 4.5.2 através dos valores dos seus desvios padrão é da ordem dos 10 a 15% durante o dia e é maior ao fim da tarde, entre as 18 e as 19 UTC, com valores da ordem de 20%.

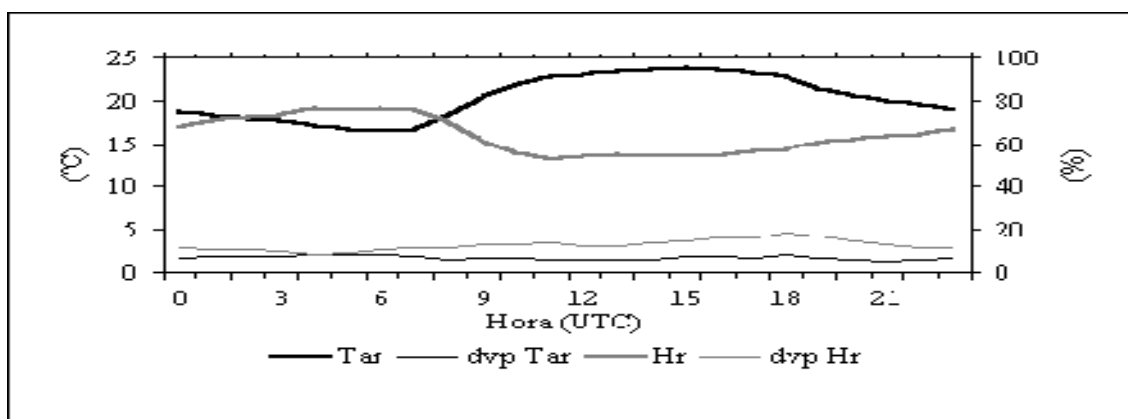


Fig. 4.5.2 Variação horária da temperatura e da humidade relativa do ar à superfície e respectivos desvios padrão  
(Olhão, 6 a 24 de Setembro 1993)

#### 4.5.2 Vento à superfície

O rumo e a intensidade do vento à superfície durante o período da campanha apresenta o regime característico da época de fim de verão. A variação diária das intensidades médias horárias está representada na Fig. 4.5.3, onde é possível reconhecer a sua variação diária

bastante acentuada com mínimos em regra inferiores a 3 m/s e com muita frequência valores correspondentes ventos fracos, em particular durante a noite e princípio da manhã, cerca das

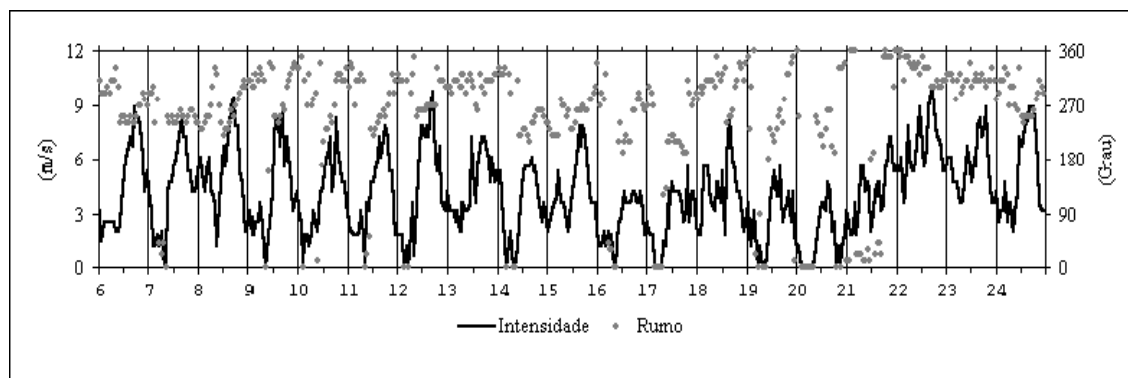


Fig. 4.5.3 Intensidade e rumo do vento à superfície  
(Olhão, 6 – 24 Setembro 1993)

06 UTC e o máximo é em regra registado entre as 15 e 18 UTC com valores entre 7 e 10 m/s. Na Fig. 4.5.4, apresentam-se as componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície; verifica-se que durante o período da campanha, o valor máximo da componente  $v$  positiva (S-N) foi aproximadamente 5 m/s e o valor máximo mínimo 1 m/s, aproximadamente. Em todos os dias da campanha verificou-se a existência de componente do vento à superfície, do mar para terra, excepto nos dias 22 e 23 de Setembro de 1993. A variabilidade da intensidade média horária do vento, representada na Fig. 4.5.5 é em regra pequena durante a noite, entre as 21 e 09 UTC com valores inferiores a 2 m/s, apresentando os maiores valores do desvio padrão durante o dia entre as 15 e as 18 UTC, com valor máximo da ordem de 6m/s.

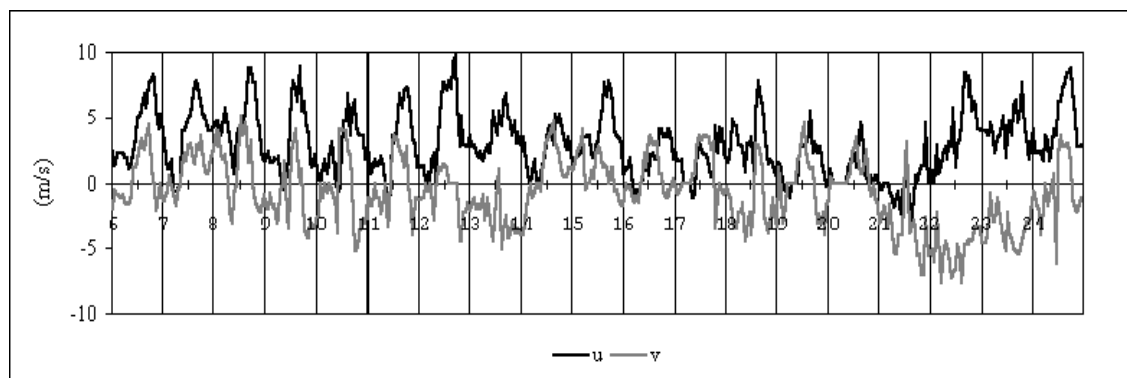


Fig. 4.5.4 Componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície  
(Olhão, 6 – 24 Setembro 1993)

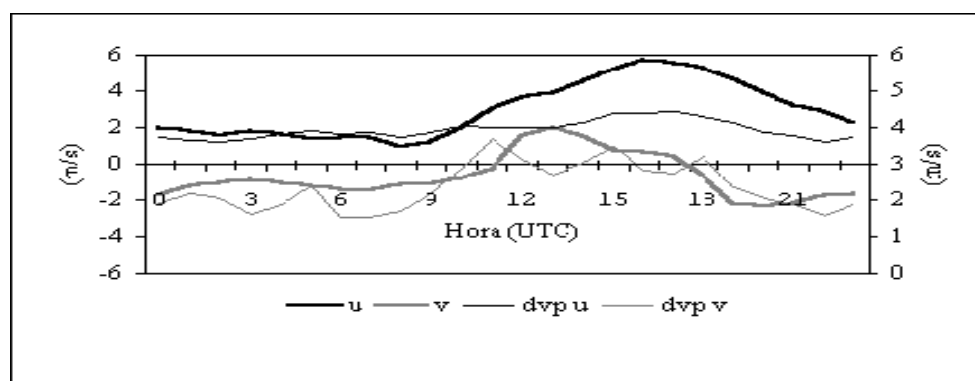


Fig. 4.5.5 Variação diária das componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície  
(Olhão, 6 a 24 de Setembro 1993)



### 4.5.3 Perfis verticais da temperatura do ar

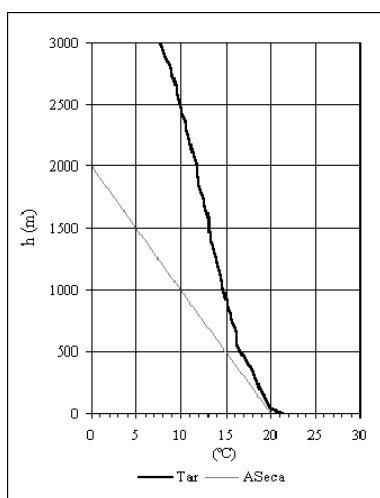


Fig. 4.5.6.a Perfil médio da temperatura do ar (°C) (Olhão, 6 a 24/09/1993, 08 - 09 UTC)

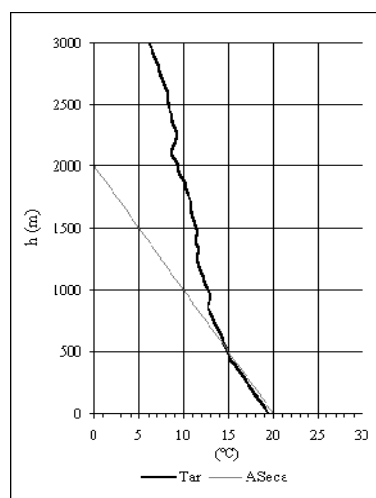


Fig. 4.6.7.b Perfil médio da temperatura do ar (°C) (Estói, 6 a 24/09/1993, 08 - 09 UTC)

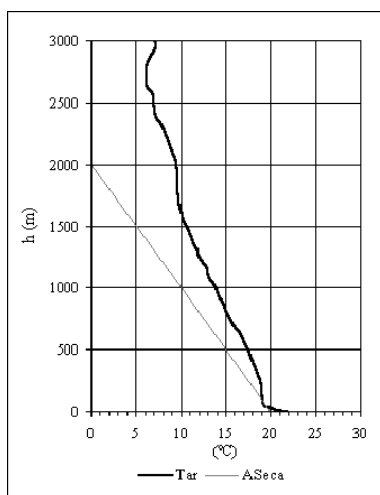


Fig. 4.5.6.c Perfil médio da temperatura do ar (°C) (Olhão, 6 a 24/09/1993, 09 - 10 UTC)

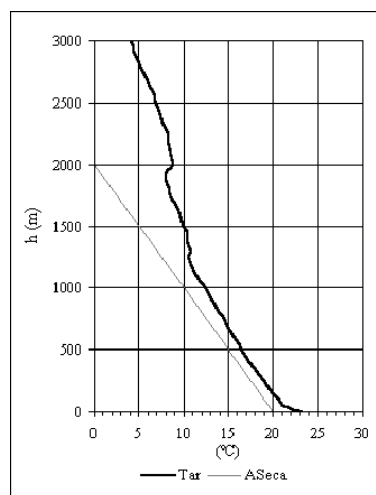


Fig. 4.5.6.d Perfil médio da temperatura do ar (°C) (Estói, 6 a 24/09/1993, 09 - 10 UTC)

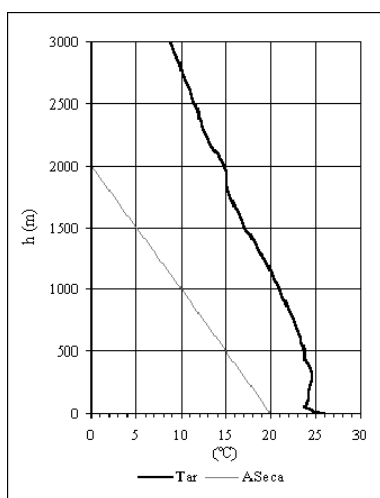


Fig. 4.5.6.e Perfil médio da temperatura do ar (°C), (Olhão, 6 - 24/09/1993, 12 - 13UTC)

Os resultados das radiossondagens da temperatura do ar, cujos perfis médios para Olhão e para Estói, realizados 3 a 5 vezes por dia entre as 08 - 09 UTC, 09 - 10 UTC, 12 - 13 UTC, 15 - 16 UTC, 17 - 18 UTC e 20 - 21 UTC apresentam-se nas Fig. 4.5.6.a a 4.5.6.i. Estes resultados permitem reconhecer a ocorrência de inversões da temperatura do ar, quer em altitude, quer à superfície. Reconhece-se que ocorreram sempre inversões da temperatura do ar abaixo dos 3 km de altitude. As inversões em altitude são mais evidenciadas nas radiossondagens realizadas em Estói.

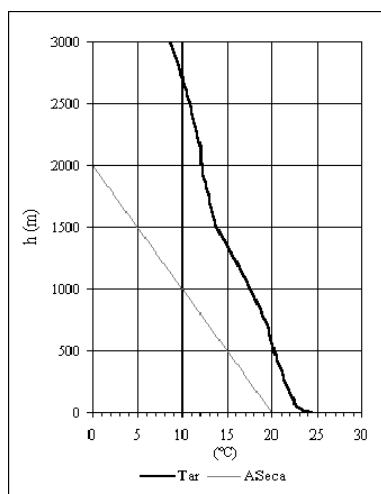


Fig. 4.5.6.f Perfil médio da temperatura do ar (°C)  
(Olhão, 6 a 24/09/1993, 15 - 16 UTC)

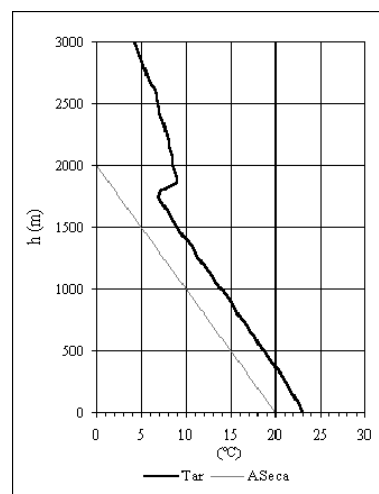


Fig. 4.5.6.g Perfil médio da temperatura do ar (°C)  
(Estói, 6 a 24/09/1993, 15 - 16 UTC)

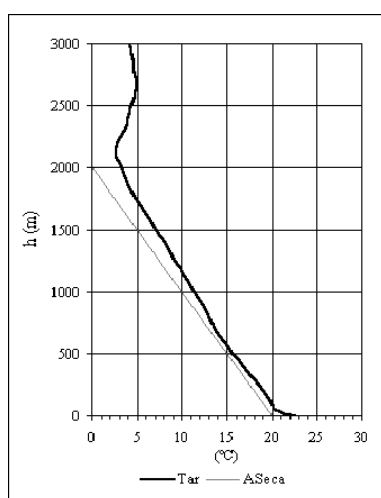


Fig. 4.5.6.h Perfil médio da temperatura do ar (°C)  
(Olhão, 6 a 24/09/1993, 17 - 18 UTC)

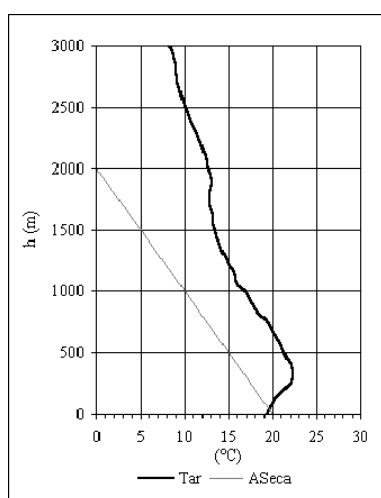


Fig. 4.5.6.i Perfil médio da temperatura do ar (°C)  
(Olhão, 6 a 24/09/1993, 20 - 21 UTC)

Apesar da proximidade dos locais de observação, são evidentes as diferenças nos perfis verticais da temperatura do ar, reconhecendo-se que entre as 08 e as 09 UTC, em Estói, o gradiente da temperatura do ar é mais acentuado, próximo do gradiente adiabático seco do que em Olhão em que o gradiente da temperatura do ar é  $7^{\circ}\text{C}/\text{km}$  até aos 500 m, aproximadamente. Entre as 09 e as 10 UTC o gradiente à superfície nas primeiras dezenas de metros é  $12^{\circ}\text{C}/\text{km}$  a  $15^{\circ}\text{C}/\text{km}$  e nos dois locais a partir destes níveis mantém-se próximo do gradiente adiabático seco até cerca de 1000 m. Entre as 12 e as 13 UTC, o gradiente da temperatura do ar é ainda mais acentuado, como resultado do aquecimento acentuado. Entre as 15 e 16 UTC verifica-se tanto em Estói como em Olhão inversões da temperatura do ar em altitude, entre os 1500 e os 2000 m de altitude bastante acentuadas, as quais correspondem a inversão de subsidência e que, de acordo com as observações em altitude, corresponde à altitude média da camada limite atmosférica nesta região. Verifica-se que no início do período noturno, entre as 20 e as 21 UTC, nesta época do ano, em Olhão uma inversão da temperatura do ar com a base à superfície e de acordo com os valores mínimos da temperatura do ar observados à superfície, cerca de  $15^{\circ}\text{C}$  a camada máxima com inversão poderá atingir valores entre os 500 e 800 m de altitude.

#### 4.5.4 Perfis verticais do vento

Os resultados das observações do vento em altitude obtidos nas sondagens realizadas em Olhão e Estói, e representados pelos perfis médios das componentes  $u$  (zonal) e  $v$  (meridional) do vento, realizadas diariamente de 6 a 24 de Setembro de 1993, entre as 08 e as 09 UTC, entre as 09 e as 10 UTC, entre as 12 e as 13 UTC, entre as 15 e 16 UTC e entre as 17 e as 18 UTC, apresentam-se nas Fig. 4.5.7.a a 4.5.7.j. As figuras do lado esquerdo referem-se a Olhão e as do lado direito a Estói, respectivamente.

Relativamente à componente média  $u$  do vento verifica-se que para todo o período da campanha, em regra, tanto em Olhão como em Estói esta componente do vento é sempre positiva e que corresponde por isso a ventos de N-W-S.

Ao início do dia esta componente é relativamente fraca até aos 1000 a 1200 m de altitude, com valores da ordem de 2 a 3 m/s, entre as 09 e as 10 UTC, verificando-se a partir desta hora um ligeiro aumento da intensidade desta componente em toda a extensão vertical em que atinge valores superiores a 6 m/s e em Estói simultaneamente verifica-se uma diminuição dos valores desta componente do vento para valores máximos da ordem de 4 m/s.

Ao meio-dia, entre as 12 e as 13 UTC verifica-se na camada, que vai desde a superfície até aos 1500 m de altitude aproximadamente, um máximo da componente média  $u$  do vento da ordem de 6 a 7 m/s aos 700 m e que aumenta até às 16 UTC e em que a intensidade diminui para valores de 5 a 6 m/s, até cerca de 400 m. O máximo da componente média de  $u$  é registada em Estói, entre as 17 e 18 UTC, a cerca de 500 m de altura, 5 ou 6 horas mais tarde do que em Olhão.

Relativamente à componente média de  $v$  do vento em altitude verifica-se, para os resultados obtidos em Olhão, que numa camada muito superficial, que se regista entre as 08 e as 09 UTC, com intensidade da ordem de 1 m/s e espessura máxima de 100 m aproximadamente e que aumenta em intensidade até valores da ordem de 2 m/s e numa camada com espessura que não ultrapassa em média os 500 m entre as 15 e 16 UTC. Entre as 17 e as 18 UTC verifica-se que esta componente média de  $v$  é ainda mais fraca, com valores próximos de 0 m/s.

Acima destes níveis, a componente  $v$  é sempre negativa com valores máximos que atingem valores médios da ordem de 7 m/s a 8 m/s, em geral acima dos 2000 m de altitude.

Em Estói a componente média de  $v$  do vento entre as 08 e as 9 UTC é negativa em toda a sua extensão, com valores da ordem de 2 a 3 m/s e a partir das 10 UTC regista-se uma componente média de  $v$  positiva que aumenta em intensidade entre as 09 e as 10 UTC até às 15 ou 16 UTC para valores médios máximos da ordem de 1 a 2 m/s e em espessura até valores da ordem de 200 a 300 m.

Em regra, a componente  $v$  é sempre negativa nos níveis superiores aos de  $v$  positiva excepto entre as 09 e 10 UTC em que se verificam componentes médias meridionais positivas acima dos 2000 m de altitude.

---

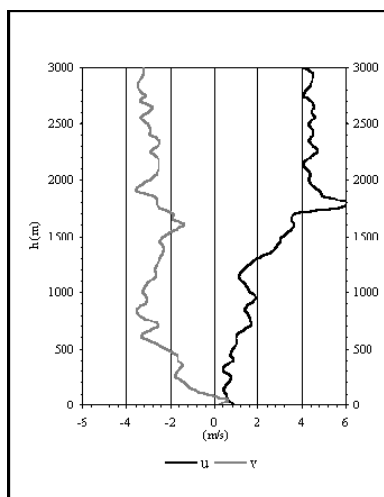


Fig. 4.5.7.a Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Olhão, 6 a 24/09/1993, 08 - 09 UTC)

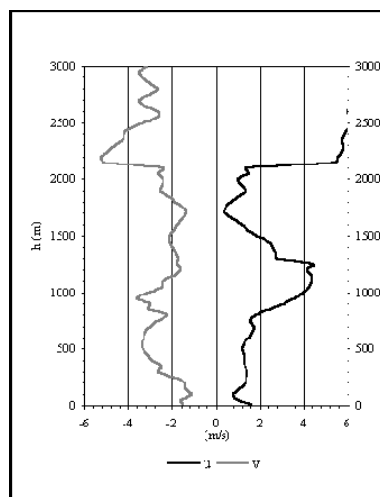


Fig. 4.5.7.b Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Estói, 6 a 24/09/1993, 08 - 09 UTC)

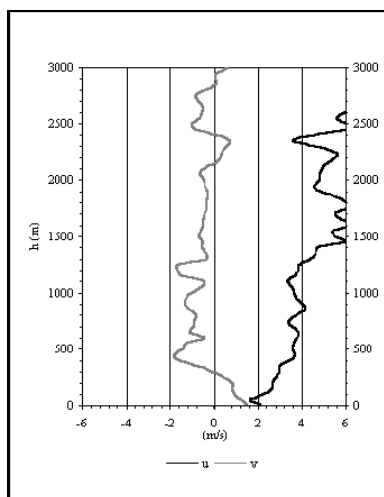


Fig. 4.5.7.c Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Olhão, 6 a 24/09/1993, 09 - 10 UTC)

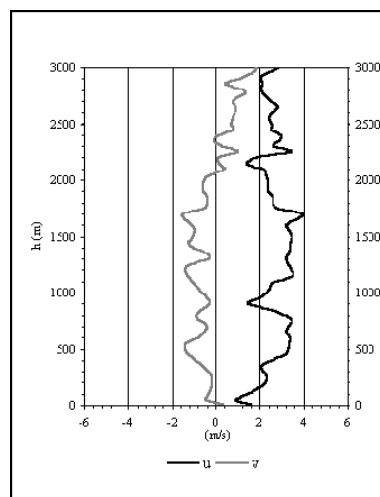


Fig. 4.5.7.d Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Estói, 6 a 24/09/1993, 09 - 10 UTC)

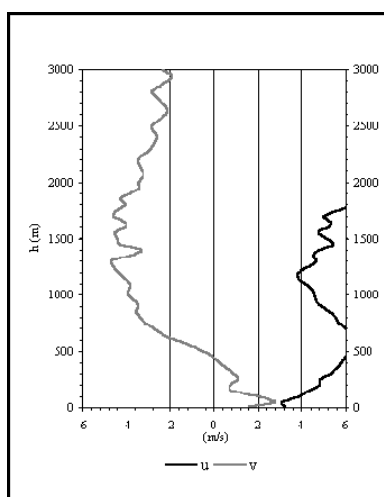


Fig. 4.5.7.e Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Olhão, 6 a 24/09/1993, 12 - 13 UTC)

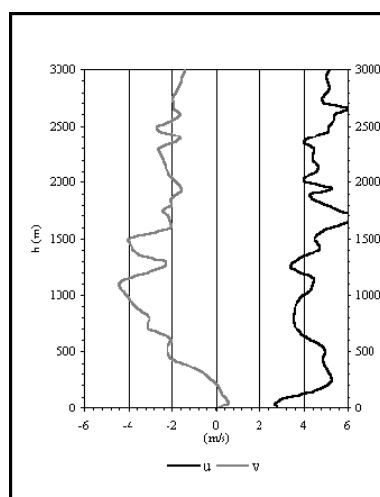


Fig. 4.5.7.f Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Estói, 6 a 24/09/1993, 12 - 13 UTC)

Fig. 4.5.7 Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  do vento em altitude (Olhão e Estói, 6 a 24 de Setembro de 1993)

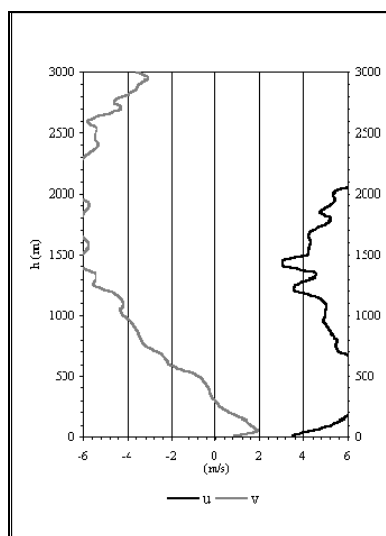


Fig. 4.5.7.g Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Olhão, 6 a 24/09/1993, 15 - 16 UTC)

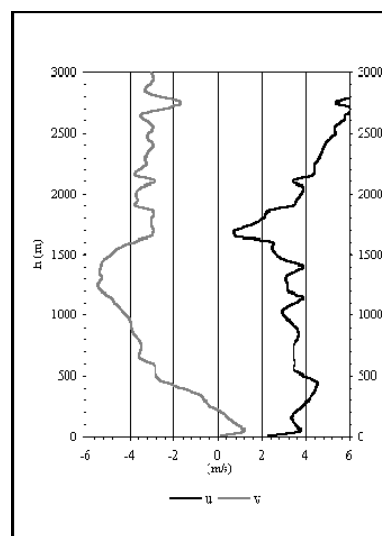


Fig. 4.5.7.h Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Estói, 6 a 24/09/1993, 15 - 16 UTC)

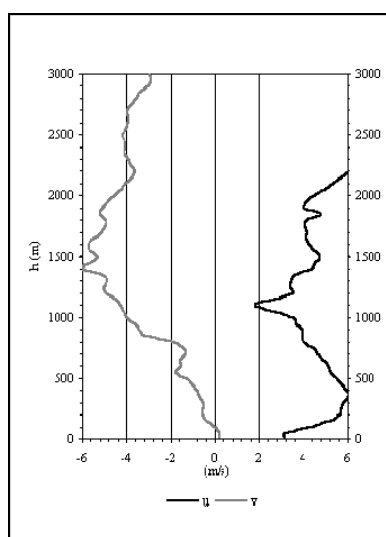


Fig. 4.5.7.i Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Olhão, 6 a 24/09/1993, 17 - 18 UTC)

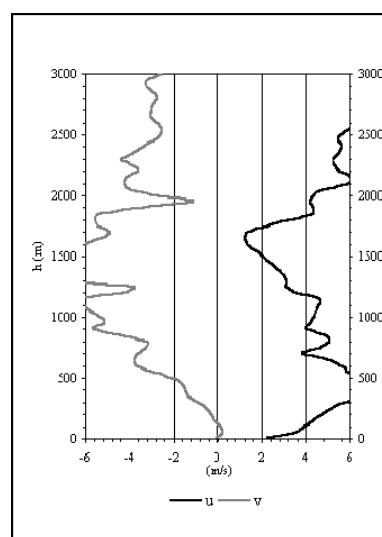


Fig. 4.5.7.j Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  (Estói, 6 a 24/09/1993, 17 - 18 UTC)

Fig. 4.5.7 (cont.) Perfis médios das componentes  $u$  e  $v$  do vento em altitude (Olhão e Estói, 6 a 24 de Setembro de 1993)

#### 4.5.5 Conclusões

Na generalidade, durante o período da campanha de observações meteorológicas na região do sotavento do Algarve as situações meteorológicas registadas na região enquadram-se nas situações de estado do tempo típicas nesta região para esta época do ano em Portugal Continental, como avaliado pelas cartas meteorológicas de superfície, de 850 hPa e imagens de satélite que se apresentam em anexo e ainda, dos resultados observacionais à superfície e em altitude.

É de referir que nesta época do ano as condições meteorológicas são já significativamente diferentes das que são registadas nas regiões mais a norte de Portugal Continental em que ocorrem aproximações e passagens de superfícies frontais, em geral de fraca actividade, as quais não chegam a influenciar de forma significativa o estado do tempo na região algarvia.

Para esta campanha, os resultados das sondagens do vento em altitude mostram que o regime do vento na região do sotavento do Algarve será essencialmente condicionado pela circulação atmosférica regional nas escalas sinóptica associada à posição do Anticiclone dos Açores e ao efeito significativo da massa oceânica a norte da latitude do Algarve e aos efeitos meteorológicos de mesoscala associados particularmente à latitude, exposição solar e diferenças de temperaturas da água do mar e da superfície do solo.

Nesta época de fim de verão, em que os valores máximos da temperatura do ar à superfície são da ordem de 25°C raramente ultrapassando 30°C, valores considerados elevados, e com temperatura da água do mar à superfície da ordem dos 18 a 20°C. Tal facto provoca influência significativa no regime diário do vento e da temperatura do ar que se fará sentir até altitudes que não ultrapassarão em média os 500 m de altitude.

Pode assim concluir-se através dos dados observacionais que numa pequena espessura da atmosfera, que não ultrapassará em média 500 m de altitude, se faça sentir o efeito de brisa do mar nesta região e que a sua extensão, face aos resultados observados das componente u e v do vento, o efeito de brisa se fará sentir numa pequena faixa costeira que não irá além de 1 ou 2 dezenas de quilómetros.

As inversões da temperatura do ar com a base à superfície têm em regra pequena espessura e serão por isso pouco significativas, tanto no que diz respeito aos gradientes verticais da temperatura do ar como à espessura.

Os registos meteorológicos em altitude, em particular em Olhão, junto à linha de água oceânica e em Estói a cerca de 7 km de distância evidenciam alguma diferença, no entanto reconhece-se que a metodologia aplicada, designadamente no que se refere à proximidade dos locais não permitirá observacionalmente ser claramente conclusiva relativamente à extensão em que se fará sentir a brisa do mar e ainda a influência da barreira montanhosa da serra do Caldeirão na melhor caracterização da estrutura termomecânica da baixa troposfera na região do Algarve, em particular na região a sul da cadeia montanhosa, onde as temperaturas à superfície são consequentemente mais elevadas, dando origem a estruturas distintas das registadas na encosta norte da cadeia montanhosa da serra do Caldeirão.

---

#### 4.6. Campanha em Lisboa, Évora e Neves Corvo

A campanha realizada entre 5 e 10 de Junho de 2000 com observações simultaneamente em Lisboa, Évora e Neves Corvo (Fig. 4.6), corresponde a uma das campanhas previstas no âmbito do projecto CICLUS (Climate Impact of Changes in Land Use). É de referir que o

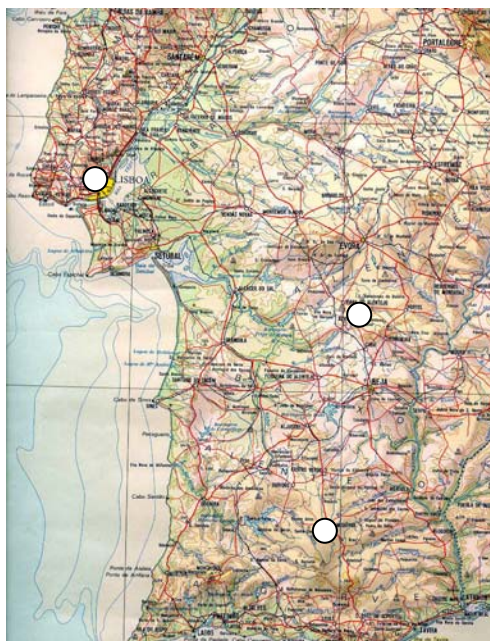


Fig. 4.6 – Locais de campanha CICLUS 2000 (Lisboa, Évora e Neves Corvo)

mesmo tipo de campanha foi realizada nos mesmos locais entre 16 e 31 de Julho de 1998, (Teixeira, J et al, 1998), como foi indicado no Quadro 1. De referir que os resultados destas campanhas foram intensamente utilizados em Tese de Doutoramento (Salgado, R., Interação solo - atmosfera em clima semi-árido, 2005).

O projecto CICLUS, coordenado pela Faculdade de Ciências de Lisboa, através do Prof. Pedro Miranda, teve como objectivo principal contribuir para a compreensão de diversos problemas relevantes no âmbito das transformações globais do clima. Assim foi realizado um programa de observações de meso e micro-escala incluindo observações na atmosfera, solo, hidrológica e de coberto vegetal na região do Baixo Alentejo.

Neste projecto, foram realizadas observações meteorológicas durante 24 meses e duas

campanhas meteorológicas intensivas.

As observações agrometeorológicas visaram a monitorização da evolução de 4 culturas idênticas da mesma variedade de girassol. No âmbito da hidrologia, os principais objectivos consistiram na análise do regime hidrológico da bacia do rio Degebe, com base em campanhas para observação da quantidade e intensidade da precipitação, escoamento e qualidade da água.

As observações meteorológicas contínuas de superfície, realizadas no âmbito do projecto CICLUS tiveram início em Outubro de 1997. Durante o período de dois anos, procedeu-se à recolha e arquivo dos dados das estações meteorológicas automáticas da rede nacional do IM e de três estações específicas instaladas na bacia do rio Degebe e ainda três estações udométricas, instaladas e exploradas pelo IM. Este programa intensivo de observações teve ainda como segundo objectivo a avaliação da intensidade e da quantidade de precipitação obtida através da informação do radar meteorológico do IM, instalado em Coruche.

Nas duas campanhas realizadas entre 16 e 31 de Julho de 1998 e 5 a 10 de Junho de 2000, respectivamente realizaram-se programas observacionais intensivos. Utilizaram-se sensores de turbulência, um ECHOSONDE e balão cativo. Realizaram-se radiossondagens à 00, 06, 12, 18 UTC com radiossondas RS80-15N em 1998 e RS80-15G em 2000. A ECHOSONDE e os sensores de turbulência operaram em contínuo e o balão cativo foi utilizado ocasionalmente.

Este projecto foi liderado pela Faculdade de Ciências e envolveu grupos científicos do Centro de Geofísica e Departamento de Física da Universidade de Lisboa, Centro de Geofísica da

Universidade de Évora, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia, Universidade de Évora e Instituto de Meteorologia.

#### **4.6.1 Estado do tempo em Portugal Continental no período da campanha**

No dia 5 de Junho de 2000, o estado do tempo em Portugal Continental foi condicionado por um anticiclone localizado sobre o arquipélago dos Açores, estendendo-se em crista até ao Mediterrâneo e por uma depressão centrada no norte de África. Assim, o céu apresentou-se por vezes muito nublado, em especial por nuvens altas, o vento foi de noroeste geralmente fraco durante a madrugada, tornando-se moderado a partir da manhã e soprando moderado a forte no litoral Oeste. Ocorreram neblinas ou nevoeiros matinais, em especial no litoral a norte do Cabo Carvoeiro.

Nos dias 6 e 7 de Junho de 2000, com o anticiclone localizado a sudoeste deste arquipélago o céu apresentou-se pouco nublado ou limpo, o vento foi do quadrante norte em geral fraco, soprando moderado de norte no litoral oeste.

No dia 8 registou-se a aproximação de uma superfície frontal fria à costa ocidental de Portugal Continental que provocou céu muito nublado no litoral para norte do Cabo Carvoeiro e aumento de nebulosidade a partir da tarde nas outras regiões, mas mantendo-se o céu pouco nublado quase todo o dia, no interior das regiões centro e sul. Ocorreram períodos de chuva fraca no litoral minhoto, a partir da tarde.

No dia 9, durante a passagem da superfície frontal, o céu apresentou-se muito nublado, o vento foi fraco a moderado de noroeste, soprando por vezes forte durante a tarde, nas regiões do centro e do sul e ocorreram aguaceiros por vezes fortes e de granizo acompanhados de trovoadas.

A partir do dia 10, o estado do tempo em Portugal Continental foi condicionado pela presença de um anticiclone localizado sobre o arquipélago dos Açores e pela aproximação de uma frente quente de fraca actividade, que ocasionou céu geralmente pouco nublado nas regiões do norte e centro e geralmente limpo nas regiões do sul, tornando-se muito nublado nas regiões do litoral a norte do Cabo Carvoeiro a partir da tarde; o vento foi fraco a moderado de noroeste, tendo soprado moderado a forte nas regiões do sul durante a tarde; ocorreram períodos de chuva fraca ou chuvisco no Minho e Douro litoral a partir do fim da tarde.

#### **4.6.2 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície**

Nas Fig. 4.6.1, 4.6.2 e 4.6.3 apresentam-se os valores da temperatura e da humidade relativa do ar à superfície observada nas estações meteorológicas automáticas da rede do Instituto de Meteorologia em Lisboa/Gago Coutinho, Évora e Neves Corvo, respectivamente, no período da campanha, 5 a 9 de Junho de 2000. Quanto à temperatura do ar verificou-se que em Lisboa / Gago Coutinho, a temperatura do ar à superfície variou entre 19 e 30°C e a amplitude máxima entre 5 e 10°C tendo sido aproximadamente de 5°C nos dias 5, 8 e 9 de Junho e da ordem de 10°C nos dias 6 e 7 de Junho de 2000.

A temperatura máxima horária do ar à superfície em Évora e Neves Corvo que se situam aproximadamente à mesma longitude (Neves Corvo a cerca de 100 km a sul) apresenta uma variação regular da temperatura do ar, sendo os valores mínimos de 10°C aproximadamente e os valores máximos 34°C em Évora e Neves Corvo.

---



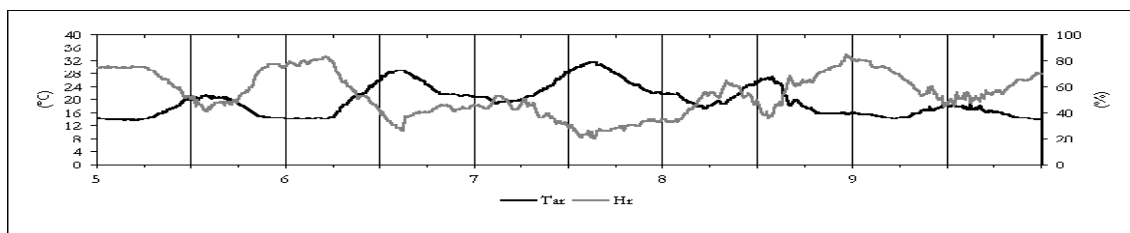


Fig. 4.6.1 Temperatura e humidade relativa do ar  
(Lisboa / Gago Coutinho, 5 a 10 de Junho 2000)

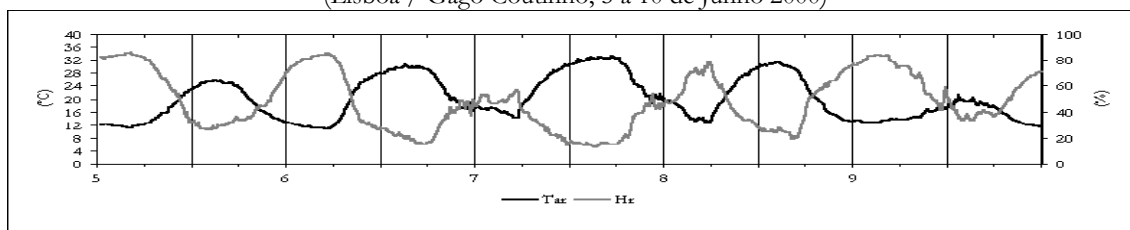


Fig. 4.6.2 Temperatura e humidade relativa do ar  
(Évora, 5 a 10 de Junho 2000)

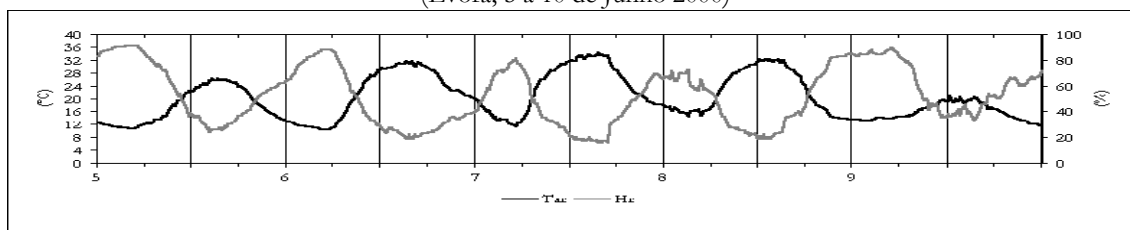


Fig. 4.6.3 Temperatura e humidade relativa do ar  
(Neves Corvo, 5 a 10 de Junho 2000)

A humidade relativa do ar variou também de forma irregular em Lisboa com valores que variaram durante o período da campanha entre 20% e 80%. Os valores da humidade relativa variaram de forma mais regular tanto na estação de Évora como na estação de Neves Corvo.

#### 4.6.3 Rumo e intensidade do vento à superfície

Nas Fig. 4.6.4, 4.6.5 e 4.6.6, apresentam-se os registos do rumo e da intensidade do vento à superfície nos três locais com observações intensivas em Lisboa, Évora, e Neves Corvo. Esta campanha que poderá ser considerada pouco representativa para os objectivos principais do trabalho, como resultado de diferentes situações meteorológicas que deram origem a regimes de vento diferenciados, não permite extrair conclusões muito directas sobre situações típicas de brisas do mar e sobre a influência do mar nas regiões de maior continentalidade. No entanto é de destacar que em todos os dias da campanha, os maiores valores da intensidade do vento à superfície foram registados depois das 12 UTC e nalguns casos ao final da tarde nas três estações meteorológicas consideradas, com valores máximos que variaram entre 5 e 10 m/s, aproximadamente. Durante o período da campanha foi predominantemente de N e NW nos dias 5, 8 e 9 de Junho, destacando-se, no entanto, os rumos do vento de NE nos dias 6 e 7 de Junho durante a noite e NNW durante o dia. É possível verificar que as componentes  $u$  e  $v$  do vento poderão apresentar características de brisa típica no dia 7 de Junho, particularmente. Nas Fig. 4.6.7, 4.6.8 e 4.6.9 apresentam-se graficamente as componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície, obtidas nas estações meteorológicas de superfície de Lisboa, Évora e Neves Corvo.

Nos 5 dias da campanha intensiva pode verificar-se com relativa facilidade que as componentes  $u$  e  $v$  do vento apresentam características típicas de brisa dia 7 de Junho. A

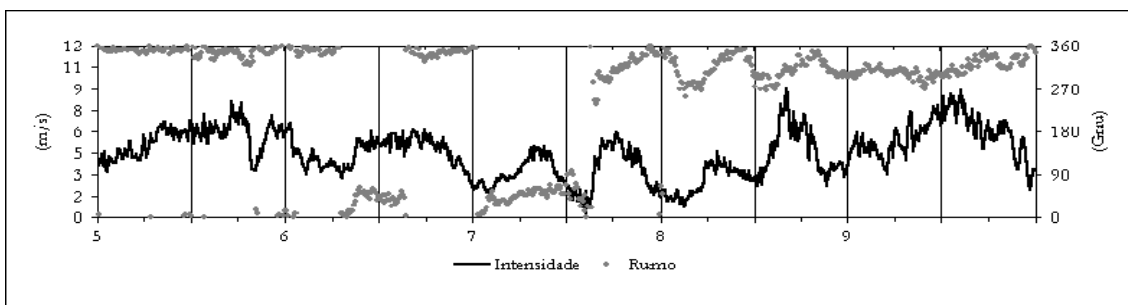


Fig. 4.6.4 Rumo e intensidade do vento à superfície (Lisboa / Gago Coutinho, 5 a 10 de Junho 2000)

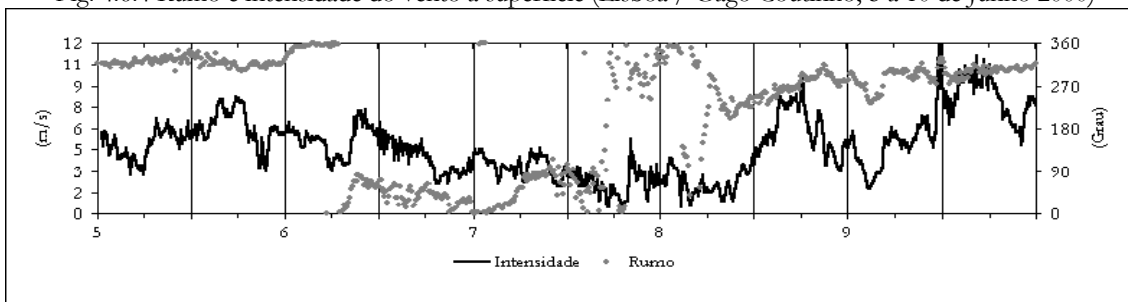


Fig. 4.6.5 Rumo e intensidade do vento à superfície (Évora, 5 a 10 de Junho 2000)

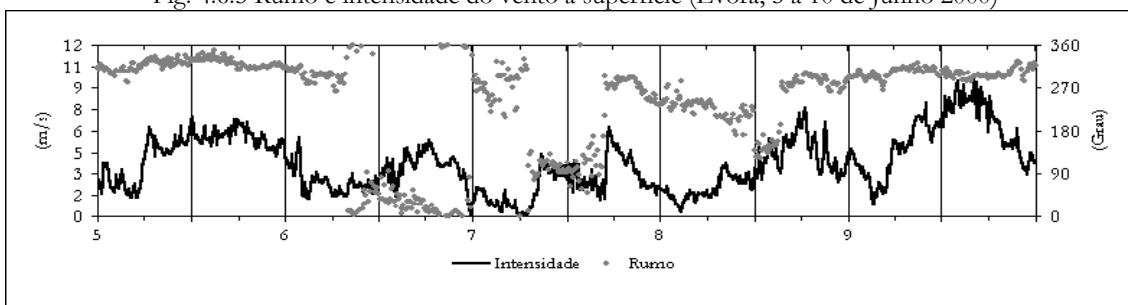


Fig. 4.6.6 Rumo e intensidade do vento à superfície (Neves Corvo, 5 a 10 de Junho 2000)

componente  $u$  do vento à superfície é negativa durante o período nocturno e positiva durante o período diurno e que é acompanhada do mesmo tipo de variações; mais cedo em Neves Corvo e cerca de 1 ou 2 horas mais tarde em Évora, o que resultará da diferença, cerca de 20 km, de distâncias à linha de costa. Atendendo a que este período da campanha não é considerado o mais típico de situações de brisas em Portugal Continental, serão apresentadas simulações com o modelo TVM para a mesma região, aproximadamente, mas com resultados da campanha AMAZOC 1996. É no entanto de destacar que este período de observações intensivas integradas na campanha que se descreveu, corresponde a uma fase de transição primavera – verão em que as situações meteorológicas nem sempre são bem definidas mas que

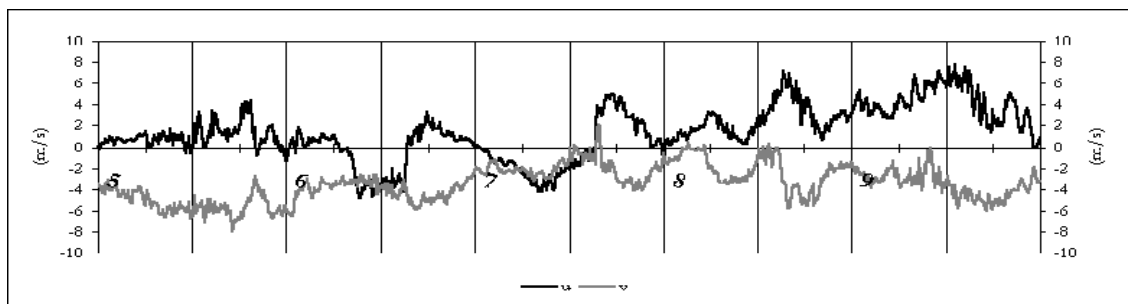


Fig. 4.6.7 Componentes  $u$  e  $v$  do vento à superfície (Lisboa / Gago Coutinho, 5 a 10 de Junho 2000)

tem a grande vantagem de se poder testar diferentes tipos de modelos de mesoscala em situações de alternância de diferentes situações meteorológicas. É no entanto de destacar que este período de observações intensivas integradas na campanha que se descreveu, corresponde a uma fase de transição primavera - verão em que as situações meteorológicas nem sempre são bem definidas mas que tem a grande vantagem de se poder testar diferentes tipos de modelos de mesoscala em situações de alternância de diferentes situações meteorológicas.

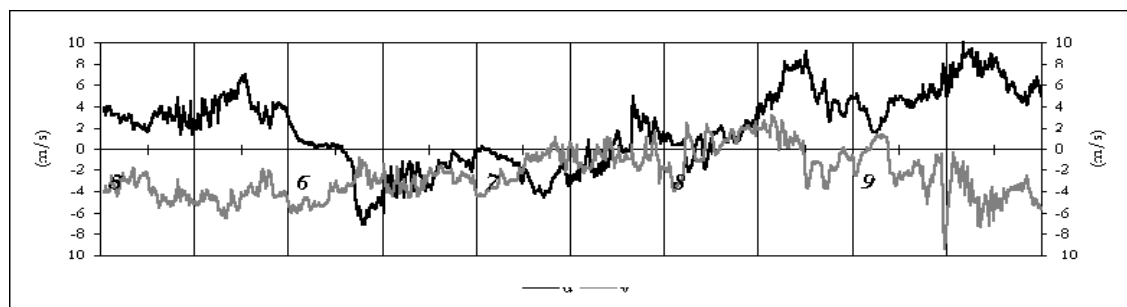


Fig. 4.6.8 Componentes u e v do vento à superfície (Évora, 5 a 10 de Junho 2000)

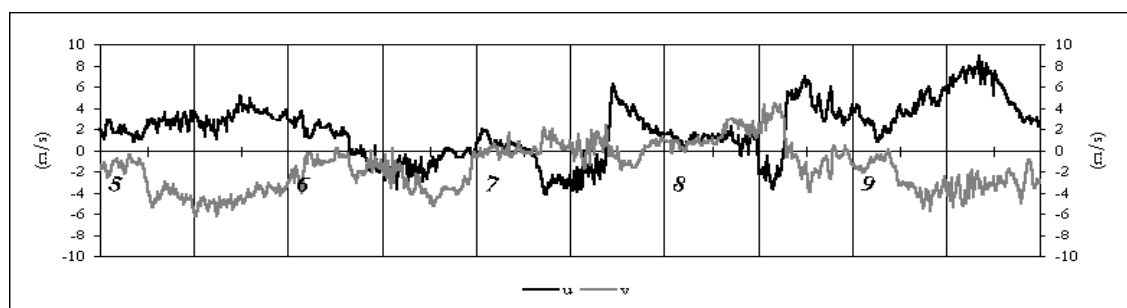


Fig. 4.6.9 Componentes u e v do vento à superfície (Neves Corvo, 5 a 10 de Junho 2000)

#### 4.6.4 Perfis verticais do vento e da temperatura do ar em altitude

Embora a campanha tenha sido intensiva, como já referido, com dias com radiossondagens de 6 em 6 horas, mas atendendo a que o período da campanha foi relativamente curto não é fácil extrair conclusões observacionais, com grande facilidade. Os ventos em altitude são significativamente diferentes, tanto no que diz respeito ao rumo como à intensidade. Praticamente apenas no dia 7 de Junho se verificam perfis típicos de regime de brisa ou ventos dos quadrantes de oeste (com componente u do vento positiva), até cerca de 500 a 800 m de altura com intensidade máxima da ordem de 5 m/s, mas já quase ao fim da tarde, em particular em Lisboa e Neves Corvo.

Relativamente aos perfis da temperatura do ar em regra são observadas inversões da temperatura do ar nos dias 4, 5, 6 e 8 de Junho, com espessura às 00 UTC de 100 a 200 m aos 500 m de altura e inversões da temperatura do ar à superfície em particular às 00 e 06 UTC, mas sempre de espessura com valores inferior de 200 a 300 m.

As inversões da temperatura do ar em altitude ocorrem também com alguma frequência aos níveis de 1500 a 2000 m, características em dias com situações anticiclónicas mais acentuadas. Durante o período diurno registaram-se na camada superficial, inferior a 100 m, gradientes superadiabáticos, entre -10 a -12°C/km e em geral a partir destes níveis o gradiente vertical da temperatura do ar, até cerca de 1500 a 2000 m são próximos do gradiente adiabático seco.

## Capítulo V

### Simulações com TVM

Apresentam-se alguns resultados das simulações de estados da atmosfera obtidos com o modelo “Topographic Vorticity-mode Mesoscale” (TVM), inicializado de acordo com as condições meteorológicas que foram observadas no dia 17 de Julho de 1996, incluído no período de uma das campanhas que foram realizadas em Lisboa, LisBEX’96. Os resultados das observações obtidas nas campanhas, como foi referido, têm uma vasta área de investigação, quer no domínio da atmosfera quer nos domínios aquático e da litosfera. Nas campanhas de meteorologia, onde o IM teve a sua principal contribuição, pretendia-se obter informação que permitisse aprofundar o conhecimento, o estudo e a investigação do regime dos fluxos atmosféricos associados à interacção atmosfera-oceano-continente em meios com características topográficas complexas, tal como poderá ser considerada a região costeira que enquadra a Grande Lisboa, onde frequentemente ocorrem condições meteorológicas locais bem diferenciadas, resultantes da orografia, da proximidade do mar, do rio Tejo e do seu estuário, zonas urbanas e rurais. Assim, considera-se ser esta região, onde se inclui a região da Grande Lisboa, uma boa região para simulações de estados da atmosfera, utilizando as potencialidades do modelo TVM.

De acordo com a literatura científica, publicada por diferentes autores e investigadores internacionais (Bornstein, R.D, 1975; Karam, H.A. et al. 1994, Thunis et al. 1996, Schayez, G. et al. 1996), o modelo TVM é em geral capaz de simular as características qualitativas das variações atmosféricas temporais e espaciais de mesoscala associadas aos contrastes da cobertura da superfície; mar, terra, topografia e vegetação. De acordo com os mesmos autores, algumas características quantitativas nem sempre são bem reproduzidas como é por exemplo a temperatura do ar junto à costa a qual, em geral, é muito baixa, enquanto que nas regiões com maior continentalidade de Portugal Continental, como já foram feitas simulações, Prior, V., Manso O., Carvalho, R. (ICUB’1999), onde as temperaturas mínimas como máximas diárias são relativamente bem reproduzidas. As simulações obtidas para o presente trabalho na área simulada foram de 150 km x 150 km com malha de 5 km por 5 km.

Em geral o modelo TVM simula com maior representatividade as intensidades do vento observadas assim como de modo geral as características típicas observadas em regiões costeiras; brisas do mar, ventos catabáticos e ventos anabáticos, embora estes sejam subestimados como resultado do alisamento topográfico, da região considerada. Durante a tarde em determinadas sub-regiões da região considerada o modelo subestima as intensidades do vento associadas a brisas, sobrestima a penetração da brisa de terra e subestima as componentes de oeste em comparação com as observadas.

#### 5.1 Região e dia seleccionado

A região experimental seleccionada para simulações de estados da baixa troposfera, indicada na Fig. 5.1, é adjacente ao oceano Atlântico, e consiste numa área de 150 km x 150 km, centrada em Lisboa, aproximadamente. A topografia, introduzida no modelo, foi alisada com recurso ao filtro “star shaped”. As curvas de nível na figura referida estão representadas de 30

---



## 5.2 Estado do tempo em Portugal Continental

O dia 17 de Julho de 1996 foi seleccionado para os ensaios de simulação, tendo em conta as condições de céu pouco nublado, ventos fracos na escala sinóptica, mostrado pelas cartas meteorológicas de superfície nesse dia. Na Fig. 5.3 apresenta-se a imagem do satélite meteorológico METEOSAT do dia 17 de Julho de 1996, às 12UTC, a partir da qual se pode identificar que mais de 50% de todo o território Continental e Espanha peninsular se encontravam com céu limpo, a essa hora do dia.

Na Fig. 5.4.a, apresenta-se a carta de análise do centro Europeu de Previsão do Tempo,

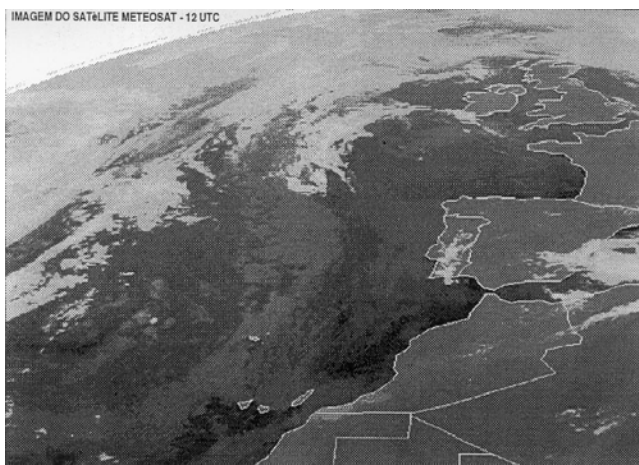


Fig.5.3 Imagem do satélite meteorológico METEOSAT  
(17 de Julho de 1996 às 12 UTC)

relativa à pressão atmosférica ao nível médio do mar ( nmm ) e vento a 10 m às 12 UTC e na Fig. 5.4.b a carta de análise do geopotencial aos 850 hPa e do vento aos 850 hPa, na Fig. 5.4.c a pressão ao nmm e a humidade relativa do ar a 700 hPa e na Fig. 5.4.d a carta do geopotencial aos 500 hPa e do vento aos 500 hPa. Assim, o estado do tempo em Portugal Continental e também no arquipélago da Madeira foi condicionado por uma crista anticiclónica que se estendia da região dos Açores até ao Norte da Península Ibérica.

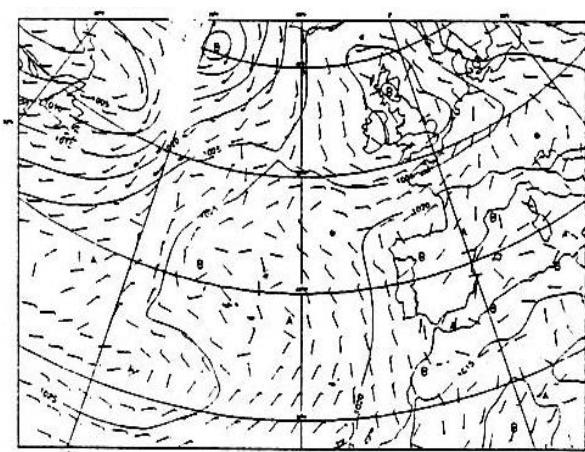


Fig. 5.4.a Pressão atmosférica ao nmm. e vento a 10 m  
(17/07/1996, 12 UTC)

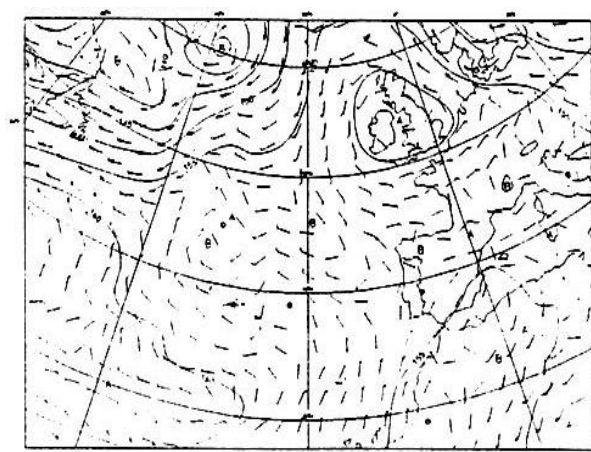


Fig. 5.4.b Geopotencial e vento a 850 hPa  
(17/07/1996, 12 UTC)

As observações meteorológicas nas estações sinópticas de Portugal Continental, que se apresentam nos quadros 5.1 para as 00 e 06 UTC e 5.2 para as 12 e 18 UTC, permitem verificar que o céu apresentou-se, de um modo geral, pouco nublado tendo-se registado na estação de Lisboa / Gago Coutinho a seguinte quantidade de nebulosidade: N = 0 às 00 UTC e 06 UTC, N = 1 às 12 UTC e N = 2 às 18 UTC.

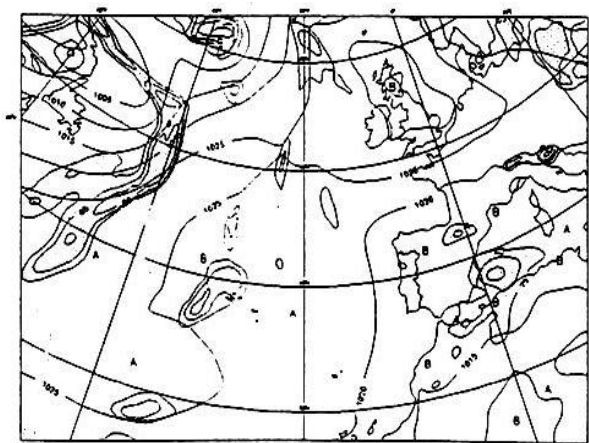


Fig. 5.4.c Pressão atmosférica ao nmm e humidade relativa do ar a 700 hPa (17/07/1996, 12 UTC)

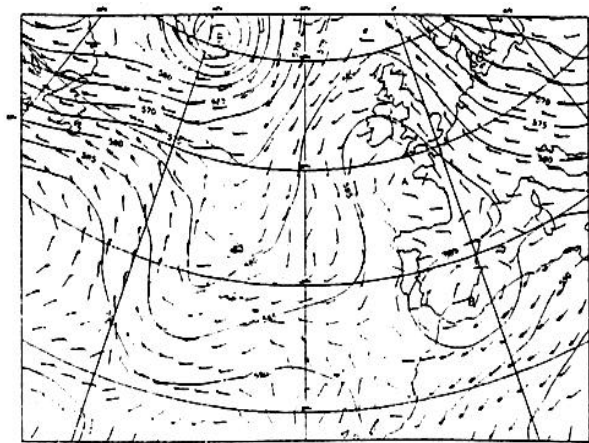


Fig. 5.4.d Geopotencial e vento a 500 hPa (17/07/1996, 12 UTC)

Às 00 UTC a temperatura do ar no continente variou entre 13°C nas Penhas Douradas, 18°C em Lisboa e 19°C em Viana do Castelo, Castelo Branco e Sagres; às 06 UTC a temperatura do ar na superfície no Continente variou entre 11°C nas Penhas Douradas, 18°C em Lisboa e 19°C em Castelo Branco, Cabo Carvoeiro e Faro.

Às 12 UTC os valores máximos registados foram 28°C em Lisboa, Évora e Beja e às 18 UTC 26 em Lisboa e 29°C em Évora.

Às 00 e 06 UTC os maiores valores da humidade relativa do ar foram registados nas estações costeiras, com valores superiores a 95% que resultam da formação de nevoeiro ou neblinas matinais nas regiões costeiras de Portugal Continental. Para as mesmas estações os valores da humidade relativa do ar, às 12 e 18 UTC, mantêm-se com valores da ordem dos 50%, enquanto que nas estações com maior continentalidade os valores da humidade relativa do ar foram sempre mais baixos, com valores inferiores a 30 a 40%, tanto durante a noite como durante o dia. Para todas as estações sinóticas registaram-se valores da intensidade do vento que aumentaram significativamente, desde 1 a 3 m/s, durante o período nocturno para valores da ordem de 5 a 7 m/s, em particular ao fim da tarde. Neste dia não foi registada precipitação.

Quadro 5.1 Observações meteorológicas nas estações sinóticas de Portugal Continental (17 de Julho de 1996 às 00 UTC e 06 UTC)

Estação	00 UTC							06 UTC							
	N	ddd	ff	TT	U	PPPP	RRR	N	ddd	ff	TT	U	PPP	RRR	Tm
V. Castelo		360	1,0	16	97	1018	0.0		-	1,0	16	99	1018	0.0	16
Bragança	1	310	2,1	24	34	1016	0.0	0	-	1,0	19	64	1018	0.0	18
Vila Real															
Porto		280	1,0	16	99	1018	0.0	8	170	2,1	16	99	1018	0.0	16
Viseu	2	170	2,1	21	67	1017	0.0	1	250	2,1	20	78	1018	0.0	16
P. Douradas		320	4,6	20	52	1555	0.0		320	2,6	19	45	1553	0.0	17
Coimbra	2	290	2,1	17	96	1019	0.0	8	0	0,0	16	97	1019	0.0	16
C. Branco	2	340	1,0	27	43	1015	0.0	3	110	3,1	24	47	1016	0.0	23
C. Carvoeiro								8	360	4,1	19	93	1015	0.0	18
Portalegre	5	320	1,0	25	41	1015	0.0	6	120	6,2	26	37	1017	0.0	24
Lisboa	0	320	4,1	20	80	1017	0.0	4	310	3,1	19	83	1017	0.0	19
Évora	1	240	3,1	22	59	1016	0.0	6	-	2,1	18	93	1017	0.0	18
Beja	0	250	5,1	18	85	1016	0.0	2	260	3,1	17	97	1017	0.0	17
Sines		280	3,1	18	94	1017	0.0	8	350	2,1	18	96	1017	0.0	18
Sagres	3	340	5,1	20	88	1018	0.0	6	340	4,1	19	91	1017	0.0	18
Faro	0	190	2,1	22	86	1017	0.0	0	80	2,1	20	80	1016	0.0	19

Quadro 5.2 Observações meteorológicas nas estações sinópticas de Portugal Continental  
(17 de Julho de 1996 às 12 UTC e 18 UTC)

Estação	12 UTC							18 UTC							
	N	ddd	ff	TT	U	PPPP	RRR	N	ddd	ff	TT	U	PPP	RRR	TM
V. Castelo		230	3,1	21	82	1019	0.0	5	-	3,1	19	89	1018	0.0	22
Bragança	1	-	2,1	32	28	1014	0.0	5	320	7,2	31	22	1013	0.0	35
Vila Real	0	190	3,1	31	38	1015	0.0	4	250	2,1	30	30	1015	0.0	33
Porto	3	240	3,1	19	84	1019	0.0		300	2,1	17	98	1019	0.0	21
Viseu	2	-	2,1	30	32	1016	0.0	6	-	4,1	27	39	1016	0.0	32
P. Douradas	4	300	7,7	22	41	1560	0.0	7	140	2,6	19	62	1563	0.0	25
Coimbra	1	340	2,1	27	61	1018	0.0	3	290	3,1	24	63	1019	0.0	30
C. Branco	2	180	4,1	32	31	1015	0.0		50	7,2	27	44	1016	0.0	35
C. Carvoeiro	8	360	2,1	20	87	1018	0.0	8	360	4,1	19	85	1017	0.0	22
Portalegre	6	310	2,1	26	53	1017	0.0	1	310	5,1	31	31	1014	0.0	33
Lisboa	1	360	3,1	29	50	1018	0.0	1	320	7,2	26	61	1017	0.0	31
Évora	5	-	2,1	30	39	1016	0.0	1	320	7,2	33	26	1015	0.0	35
Beja	4	-	2,1	26	57	1017	0.0	1	310	4,1	34	29	1014	0.0	35
Sines	3	320	5,1	23	73	1018	0.0	0	320	6,2	20	82	1017	0.0	24
Sagres	2	10	6,2	23	72	1018	0.0	3	350	4,1	22	78	1018	0.0	24
Faro	6	150	3,1	26	60	1018	0.0	1	210	3,1	24	74	1016	0.0	27

Quadro 5.3 Significado dos símbolos

N - Nebulosidade (oitavos)	ddd - Rumo do vento (graus)	ff - Intensidade do vento em (m/s)
TT - Temperatura do ar (°C)	U - Humidade relativa do ar (%)	PPP - Pressão atmosférica (hPa)
RRR - Quantidade de precipitação nas últimas 6 horas	Tm - Temperatura mínima do ar (°C)	TM - Temperatura máxima do ar (°C)
O valor em PPP refere-se à altitude do geopotencial do nível isobárico dos 850hPa (m).		

### 5.3 Parâmetros de inicialização do modelo

A malha horizontal para o domínio considerado contém 30 x 30 nós com malha de 5 km de lado, orientada nas direcções N-S e E-W e cobre uma área de 150 km x 150 km, centrada em Lisboa. Adicionalmente foram introduzidas 4 quadrículas na região fronteira com gradiente topográfico zero, i.e., a topografia das 4 quadrículas é igual à da última considerada. Os níveis verticais encontram-se a 10, 20, 45, 80, 125, 180, 250, 350, 480, 640, 850, 1125, 1480, 1950, 2550, 3350, 4350 e 5500 metros.

Foram considerados três tipos de características da superfície; designadamente água do mar, solo nu, e zona urbana de Lisboa.

Para as simulações de estados da baixa troposfera para o dia 17 de Julho de 1996, o modelo TVM foi inicializado com as condições meteorológicas observadas nesse dia, às 00 UTC:

#### a) Temperatura da água do mar à superfície

A temperatura da água do mar à superfície foi 17,9°C a qual corresponde ao valor médio registado nas estações de Peniche, Santa Marta e Sines, dia 17 de Julho 1996, às 09 UTC.



b) Temperatura do ar à superfície

A temperatura do ar utilizada foi 20,1°C e corresponde ao valor médio das temperaturas do ar observadas nas estações de Lisboa/Gago Coutinho, Cabo Ruivo/EXPO'98, Coruche, Setúbal, Cascais/Aeródromo de Tires, Cabo da Malha, Herdade da Apostiça e Herdade do Mesquita. Neste conjunto de estações os valores máximos e mínimos da temperatura do ar registados às 00 UTC foram 18,4 e 22,1°C na Herdade do Mesquita e em Cascais/Aeródromo de Tires, respectivamente; a temperatura do ar registada a esta hora em Lisboa foi 19,9°C.

c) Amplitude térmica

A amplitude térmica, ou seja, a diferença entre os valores máximo e mínimo da temperatura do ar à superfície, foi 15°C. Este valor corresponde à diferença entre os valores máximos e mínimos médios, registados nas estações que foram indicadas em b).

d) Temperaturas do solo

As temperaturas do solo às 00UTC do dia 17 de Julho de 1996 foram as registadas na estação de Lisboa/Gago Coutinho, após terem sido consideradas como representativas da região em estudo foram as seguintes: 29,9°C; 31,1°C; 31,4°C; 27,7°C e 24,8°C às profundidades de 5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm e 100 cm, respectivamente. A esta hora, a temperatura do ar a 5cm era 19,2°C. É de referir que em termos de modelo, apenas são necessárias as temperaturas do solo a -5cm, que foi 29,9°C e num nível para o qual não se faça sentir a variação diária da temperatura do ar. Assim, foi utilizado o valor 27,7°C da temperatura do solo a 50 cm.

e) Temperatura máxima do solo

A temperatura máxima do solo utilizada foi 38°C, observada na estação meteorológica de Lisboa/Gago Coutinho a 5 cm de profundidade.

f) Rumo do vento à superfície

O rumo do vento à superfície representativo para a região às 00 UTC e foi 320°.

g) Gradiente vertical da temperatura do ar em duas camadas

Foram consideradas duas camadas, a primeira com uma espessura de 500m com gradiente vertical da temperatura do ar 12°C/km e a segunda camada com gradiente de -8°C/km.

h) Topografia

Topografia média para cada 5 kmx5 km, obtida de cartas topográficas 1/25000.

i) Cobertura da superfície

Foram considerados 3 tipos de cobertura da superfície: região oceânica, continental e urbana, obtidas a partir de cartas topográficas 1/25000 da região de Lisboa. Foram consideradas apenas estes 3 tipos de cobertura por serem os mais representativos da área de simulação.

---

j) Perfil vertical do vento

Componentes zonal (u) e meridional (v) do vento observado na radiossondagem das 00 UTC, do dia 17 de Julho de 1996.

k) Perfil da temperatura da água do mar em 2 níveis (considerada constante): 291 K.

l) Razão de mistura

O valor da razão de mistura foi 16 g/kg; o modelo considera que o valor da humidade decresce exponencialmente até 1/e e constante a partir deste valor.

m) Condições de fronteira

Utilizadas no modelo são descritas no Cap II.

## **5.4 Resultados das simulações e comparação com os resultados de observações**

### **5.4.1 Campo do vento à superfície**

Nas Fig. 5.5.a a 5.5.g apresentam-se as representações do campo do vento à superfície, às 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 UTC e os ventos observados a essas horas em Cascais/Aeródromo de Tires, Lisboa/Gago Coutinho, Cabo da Malha, Herdade do Mesquita e Sines/Cabo. As regiões a sombreado representam a topografia da região mais significativa.

Assim, às 00 UTC, reconhece-se que a intensidade e rumo do vento superfície sobre o mar é praticamente uniforme. Junto à costa a variação da intensidade, resulta das diferenças da natureza da superfície e portanto das diferentes forças de atrito no mar e em terra.

Em geral, em toda a região continental a intensidade do vento simulada à superfície é bastante inferior à simulada sobre o mar. Na região costeira é possível identificar uma componente fraca de leste até 10 a 15 km, não sendo registada em Lisboa, àquela hora. Na região do interior norte são simulados, em regra, valores mais baixos do que nas regiões sul e centro.

Às 03 UTC, o campo do vento é sensivelmente semelhante ao simulado para as 00 UTC, mas as intensidades do vento são em geral mais fracas e a componente de leste em terra estende-se até 15 a 20 km; a componente leste é simulada com algum significado na parte central da região continental.

Às 06 UTC, é possível verificar que o modelo reproduz o efeito de brisa de terra ao longo de toda a zona costeira, com ventos com componente de terra com máximos da ordem de 2 m/s aproximadamente, numa extensão de 10 a 20 km da linha de costa, sendo maior na faixa costeira oeste, a norte de Lisboa. Ainda às 06 UTC, continua a ser visível, à latitude de Lisboa, a permanência de ventos com componente leste e intensidades da ordem de 2 a 3 m/s. Na região a SE de Lisboa e a cerca de 20 km da costa, o modelo simula ventos com componente de oeste, o que aparentemente poderá resultar da influência da forma da linha de costa no campo do vento.

Às 09 UTC, a extensão com brisa de terra aumenta para 20 a 30 km em terra, assim como a sua penetração no mar; os ventos com componente de leste à latitude de Lisboa quase desaparecem e passam a ter componente de N ou NE. A esta hora, continuam a ser simulados

---

ventos muito fracos, em todas as regiões do interior, excepto na região interior do sul, em que são mais fortes e essencialmente de NW.

Às 12 UTC, em toda a região de simulação, o vento é essencialmente de N e NW excepto na região costeira norte onde a cerca de 15 a 20 km no mar são simulados ventos com componente leste com intensidades muito baixas, mas junto às regiões continentais verifica-se um aumento da intensidade do vento, o que indica que aparentemente o modelo simula com alguma representatividade a brisa do mar, que em regra, nesta época do ano tem o seu início a partir das 09 UTC.

Às 15UTC, o campo do vento simulado à superfície, mostra um reforço da componente normal à linha de costa que na região norte se estende até cerca de 50 km no interior; a partir desta distância, os ventos apresentam uma componente essencialmente de norte. Os ventos na região da Grande Lisboa são influenciados pelos acidentes orográficos situados a noroeste do estuário do rio Tejo. Neste campo do vento é bem visível a influência da forma da linha de costa e da complexidade do estuário do rio Tejo. No mar e na região continental a norte do Cabo da Roca, o vento é predominante de NW, mas a sul, junto à costa, o vento passa a ser predominante de oeste. Na península de Setúbal, regista-se uma diminuição da intensidade do vento.

Os ventos simulados para a região a sul de Lisboa ajustam-se bem aos ventos observados, como se verifica nas estações do Cabo da Malha, Herdade da Apostiça e Herdade do Mesquita. O rumo do vento simulado em Cascais/Aeródromo de Tires apresenta um desfasamento de 90° enquanto que o rumo do vento observado é de NNE. Em Lisboa/Gago Coutinho também o rumo do vento observado e simulado apresentam algum desfasamento, sendo nesta estação menor do que em Cascais/Aeródromo de Tires, aproximadamente 30°.

Às 18 UTC, o vento com componente oeste aumenta a sua extensão em terra, até 70 a 80 km da linha de costa, mas na região nordeste, da região simulada, os ventos continuam a ter uma componente norte significativa.

Às 21 UTC começa a verificar-se uma diminuição significativa da intensidade do vento nas regiões junto à linha de costa, enquanto nas regiões mais interiores continuam a ser simulados ventos de NW com intensidades da ordem de 3 a 5m/s; poderá concluir-se que o efeito do mar, associado à brisa do mar, se fará sentir para oeste do limite da região simulada.

Para 24 horas de simulação, o modelo simula ventos de W, numa extensão que varia de 30 km a norte de Lisboa 10 km na costa sul; na costa da península de Setúbal, a esta hora não são ainda simulados ventos de leste.

As diferenças que se verificam, entre o vento simulado em locais onde se apresentam resultados observados, não poderão ser consideradas significativas, tendo em conta que os resultados da simulação foram obtidos para uma área de 5 km x 5 km e os valores observados são valores pontuais.

Os resultados de comparação entre os valores simulados e observados apresentam-se 5.6 e 5.7 nas secções 5.4.3 e 5.4.4.

---



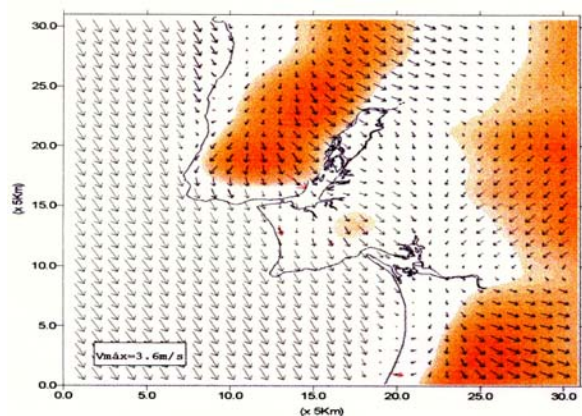


Fig. 5.5.a Campo do vento à superfície (00 UTC)

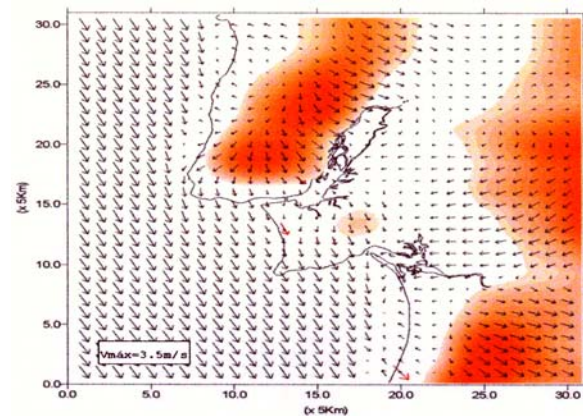


Fig. 5.5.b Campo do vento à superfície (03 UTC)

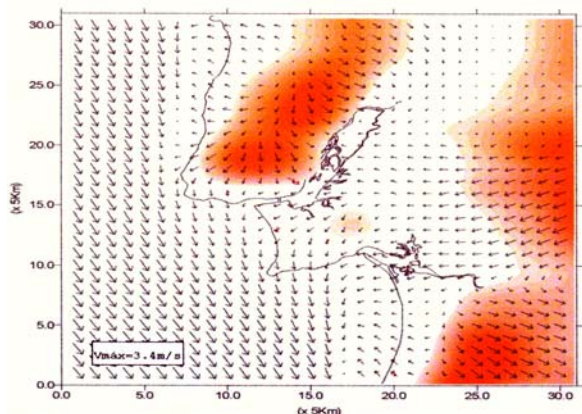


Fig. 5.5.c Campo do vento à superfície (06 UTC)

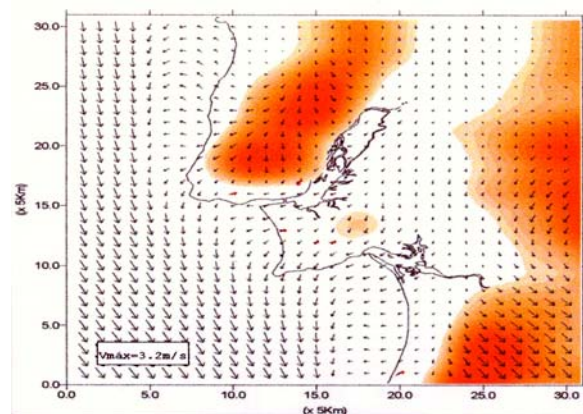


Fig. 5.5.d Campo do vento à superfície (09 UTC)

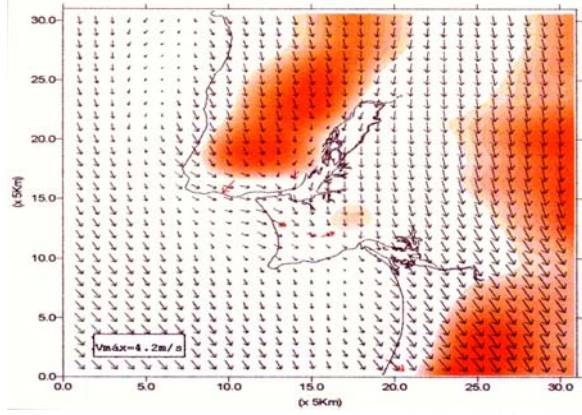


Fig. 5.5.e Campo do vento à superfície (12 UTC)

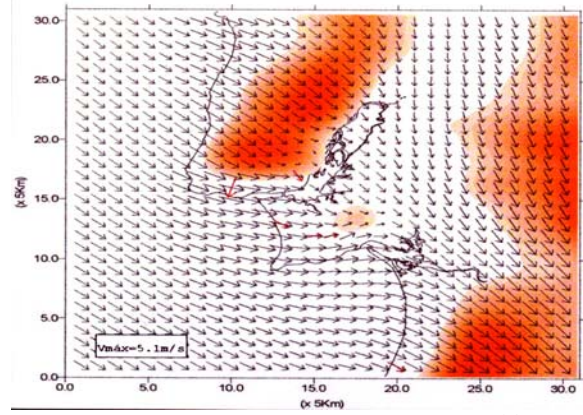


Fig. 5.5.f Campo do vento à superfície (15 UTC)

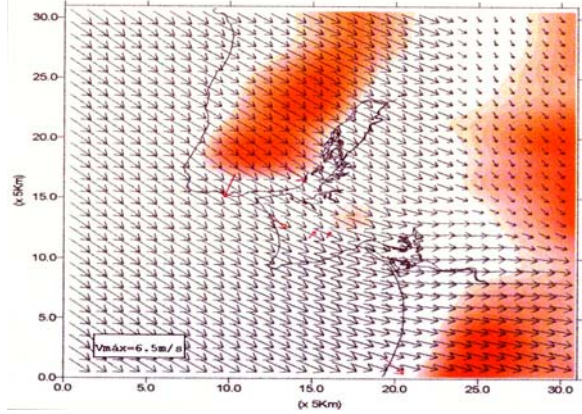


Fig. 5.5.g Campo do vento à superfície (18 UTC)

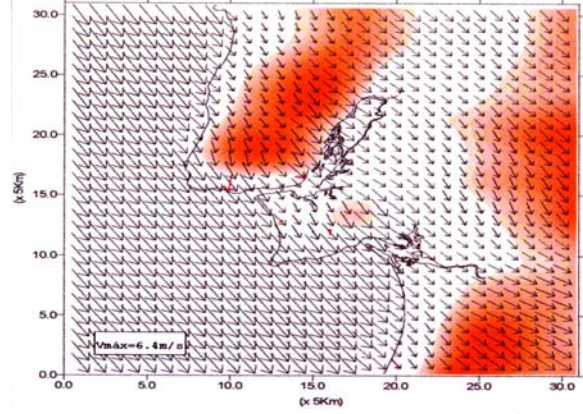


Fig. 5.5.h Campo do vento à superfície (21 UTC)

Fig. 5.5 Campo do vento na área de simulação e topografia associada

### 5.4.2 Temperatura do ar à superfície

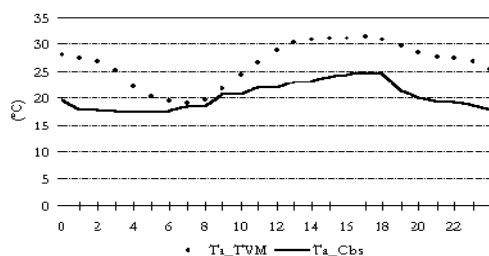


Fig. 5.6.a Cabo da Malha (17/07/1996)

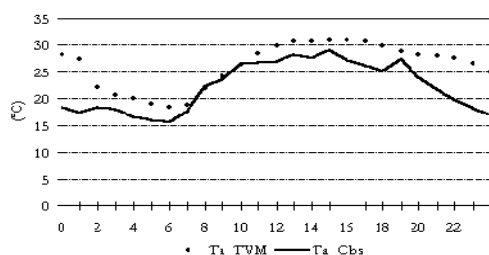


Fig. 5.6.b Herdade da Apostiça (17/07/1996)

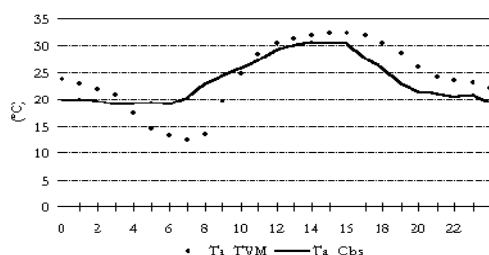


Fig. 5.6.c Lisboa / Gago Coutinho (17/07/1996)

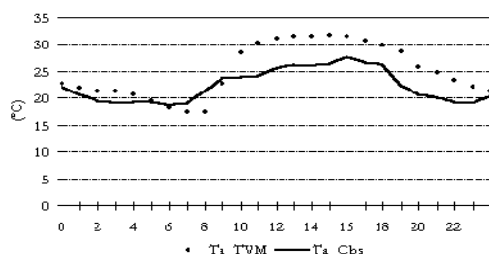


Fig. 5.6.d Cascais / Aeródromo de Tires (17/07/1996)

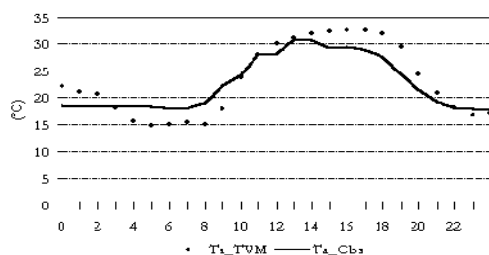


Fig. 5.6.e Santarém / Fonte Boa (17/07/1996)

Fig. 5.6 Temperaturas do ar simuladas com TVM ( $T_{a\_TVM}$ ) e observadas ( $T_{a\_Obs}$ ), em diferentes estações na área seleccionada para simulações

Nas Fig. 5.6.a a 5.6.e, apresentam-se representações gráficas com os resultados das simulações da temperatura do ar à superfície, obtidos nos nós mais próximos das estações de Lisboa, Cascais/Tires, Santarém, Cabo da Malha e Herdade da Apostiça e os valores horários observados nessas estações, no dia 17 de Julho de 1996. Os valores simulados para a temperatura do ar à superfície, nos locais mais afastados da linha de costa aproximam-se relativamente bem dos valores observados, tanto durante o período diurno como do período nocturno; são exemplos os casos de Santarém e Herdade da Apostiça, nos quais as diferenças entre os valores da temperatura do ar simulada e observada variam aproximadamente, entre  $\pm 3^{\circ}\text{C}$ , excepto para o caso da Herdade da Apostiça, para o início e fim do período de simulação. Nesses resultados pode ainda verificar-se que a temperatura do ar é relativamente bem simulada, não havendo grande desfasamento na hora de ocorrência das temperaturas mínima e máxima do ar. Também nos exemplos apresentados se pode verificar que no início e fim do período de simulação (no período nocturno) os melhores resultados são obtidos para as estações a norte do rio Tejo, enquanto que nas estações a sul do rio Tejo há diferenças que variam entre 5 e  $8^{\circ}\text{C}$ . Para as estações junto à linha de costa a amplitude da temperatura do ar simulada é superior à observada, com valores da ordem de 10 a  $12^{\circ}\text{C}$ , enquanto que os valores observados são da ordem de 7 a  $8^{\circ}\text{C}$ . Porém, verifica-se que o modelo TVM simula razoavelmente bem a variação diária da temperatura do ar junto à linha de costa. Em resumo pode concluir-se que o modelo TVM simula os valores da temperatura do ar à superfície com uma diferença não superior a  $\pm 5^{\circ}\text{C}$ , aproximadamente, sendo os melhores resultados obtidos para as regiões mais afastadas da linha de costa sendo simulada

com boa representatividade, a hora do mínimo e do máximo da temperatura do ar, com um desfasamento que não ultrapassará 1 hora.

### 5.4.3 Rumo e intensidade do vento

Relativamente ao rumo do vento, representados nas Fig. 5.18.a a 5.18.f, verifica-se que os melhores resultados, as menores diferenças entre rumos do vento observados e simulados, são obtidos para a estação de Lisboa/Gago Coutinho, tanto no período da noite e princípio da manhã, entre as 00 e 07 UTC, como durante a tarde; também para Sines e Cabo da Malha os resultados são razoáveis, em particular para o período da tarde e noite. Nas estações mais próximas do mar, Sines e Cabo da Malha, verifica-se que são simulados ventos com componente de leste desde as 00 UTC até ao fim da manhã, enquanto que nas estações com maior continentalidade (Herdade da Apostiça e Herdade do Mesquita), os ventos com componente leste são simulados desde o fim da noite até às 10 UTC. Na estação de Lisboa / Gago Coutinho, são simulados ventos de leste, desde o fim da manhã, até ao meio da tarde, o que não corresponde na realidade, aos valores observados.

Assim, pode concluir-se que a variação da intensidade do vento é, em geral, bem simulada nas estações mais próximas do mar; em termos de rumo do vento, o modelo simula resultados correspondentes à existência de brisa do mar bem marcada, a qual embora tenha ocorrido nesse dia, não é tão evidenciada nos resultados observados.

Os resultados das simulações da intensidade do vento à superfície apresentam-se nas Fig. 5.19.a a 5.19.f, para Lisboa/Gago Coutinho, Tires/Cascais, Sines, Cabo da Malha, Herdade da Apostiça e Herdade do Mesquita, assim como os valores horários observados nessas estações no dia 17 de Julho de 1996.

Em regra, verifica-se que os valores simulados são inferiores aos valores observados durante a noite e princípio da manhã. Os resultados simulados da intensidade do vento à superfície são em regra inferiores aos observados nos casos de Lisboa/Gago Coutinho, Tires/Cascais, Sines e Cabo da Malha, entre 1 e 3 m/s; na Herdade da Apostiça e Herdade do Mesquita os valores simulados são superiores, em particular a partir das 14 UTC, da ordem de 4 a 5 m/s, sendo também os valores simulados mais altos ao fim da tarde, 6 m/s aproximadamente. No entanto, é de referir que a localização das estações da Herdade da Apostiça e Herdade do Mesquita têm características muito localizadas, parcialmente abrigadas na mancha florestal da península de Setúbal. Dos resultados simulados e observados, em particular para Lisboa/Gago Coutinho, Tires/Cascais, Sines e Cabo da Malha, regista-se a partir das 09 UTC um aumento significativo da intensidade do vento, em regra, com valores de 1 a 2 m/s para 4 a 6 m/s ao fim da tarde, entre as 17 e 18 UTC; nas estações da Herdade da Apostiça e da Herdade do Mesquita, os máximos da intensidade do vento ocorrem entre as 12 e as 17 UTC.

Em termos da intensidade do vento verifica-se que o modelo, não reproduzindo rigorosamente os seus valores, reproduz qualitativamente o regime do vento em regiões costeiras no período de verão, típicos da região costeira da Grande Lisboa o qual está associado à ocorrência de brisas costeiras e portanto, ao contraste de temperaturas da superfície do solo e do mar, o qual durante o dia atinge valores da ordem de 15 a 20°C e durante a noite a temperatura do solo atinge valores inferiores aos valores observados à superfície do mar, junto à costa, cerca de 5 a 10°C.

Os valores simulados na região considerada, excepto nos casos da Herdade da Apostiça e da Herdade do Mesquita, enquadram-se nos valores típicos observados à superfície na região de Lisboa, com ventos fracos durante a noite, entre 1 e 2 m/s, e máximos da ordem de 5 a 7 m/s ao fim da tarde.

---



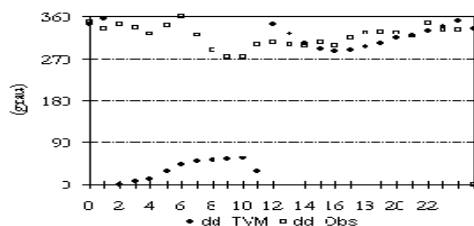


Fig. 5.7.a Cabo da malha (17/07/1996)

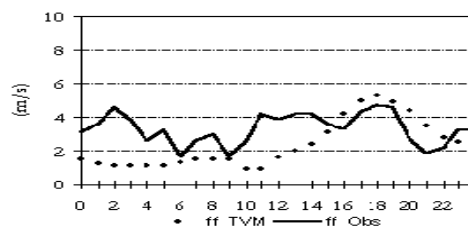


Fig. 5.8.a Cabo da malha (17/07/1996)

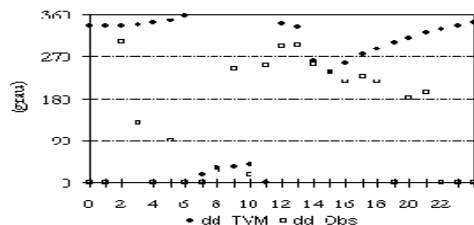


Fig. 5.7.b Herdade da Apostiça (17/07/1996)

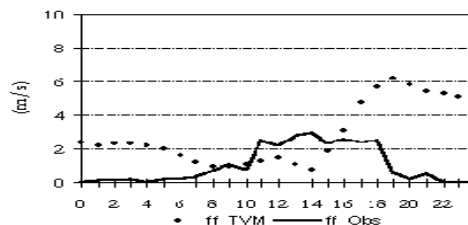


Fig. 5.8.b Herdade da Apostiça (17/07/1996)

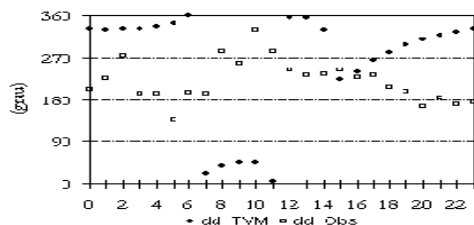


Fig. 5.7.c Herdade do Mesquita (17/07/1996)

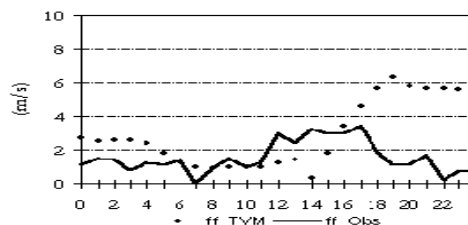


Fig. 5.8.c Herdade do Mesquita (17/07/1996)

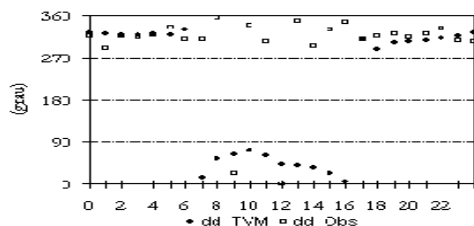


Fig. 5.7.d Lisboa / Gago Coutinho (17/07/1996)

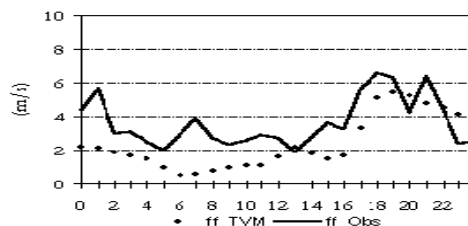


Fig. 5.8.d Lisboa / Gago Coutinho (17/07/1996)

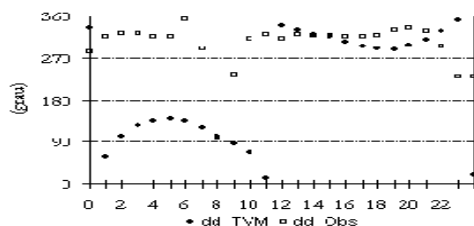


Fig. 5.7.e Sines / Cabo (17/07/1996)

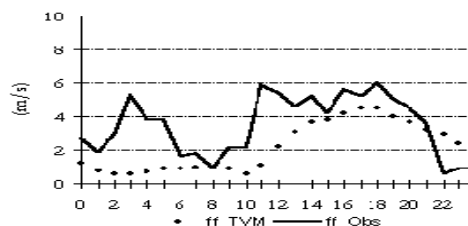


Fig. 5.8.e Sines / Cabo (17/07/1996)

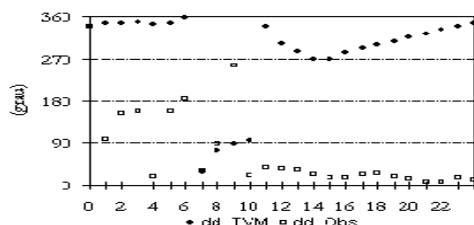


Fig. 5.7.f Cascais / Aeródromo (17/07/1996)

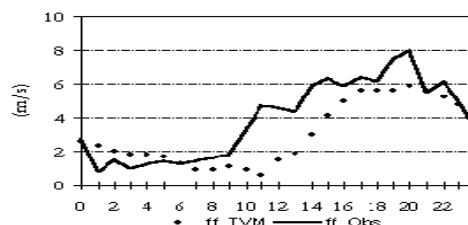


Fig. 5.8.g Cascais / Aeródromo (17/07/1996)

Fig. 5.7 Rumos do vento simulados com TVM (dd\_TVM) e observados (dd\_Obs), em diferentes estações na área de simulação.

Fig. 5.8 Intensidades do vento simuladas com TVM (ff\_TVM) e observadas (ff\_Obs), em diferentes estações na área de simulação.

#### 5.4.4 Perfis verticais da temperatura do ar

Os resultados das simulações dos perfis verticais da temperatura do ar às 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 UTC apresentam-se nas Fig. 5.9.a a 5.9.h; os perfis observados às 00, 06, 12 e 18 UTC encontram-se também representados nessas figuras ( $T_{ar\_TVM}$  representa o perfil simulado e  $T_{ar\_Obs}$  o perfil observado). Relativamente à comparação dos perfis da temperatura do ar, às 00, 12 e 18 UTC verifica-se que apresentam o mesmo tipo de variação, e os piores resultados ocorrem às 06 UTC, o que seria eventualmente de esperar tendo em conta a subestimação da temperatura mínima do ar, pelo modelo.

No perfil observado às 00 UTC, é possível identificar uma inversão da temperatura do ar entre 100 e 400 m aproximadamente, enquanto que o perfil simulado apresenta uma inversão entre 200 e 600 m. Às 06 UTC o perfil simulado apresenta uma inversão com a base à superfície, até aos 600 m, o que na realidade não foi observado. Os melhores resultados das simulações, até 700 a 800 m de altitude foram obtidos para as sondagens das 12 e 18 UTC. Em todas os perfis simulados e observados é possível identificar a ocorrência de inversão da temperatura do ar em altitude embora a espessura das inversões simuladas seja em regra superior às observadas. Em todos os perfis, designadamente para os quais há resultados observacionais, os melhores resultados foram obtidos para níveis superiores a 700 m.

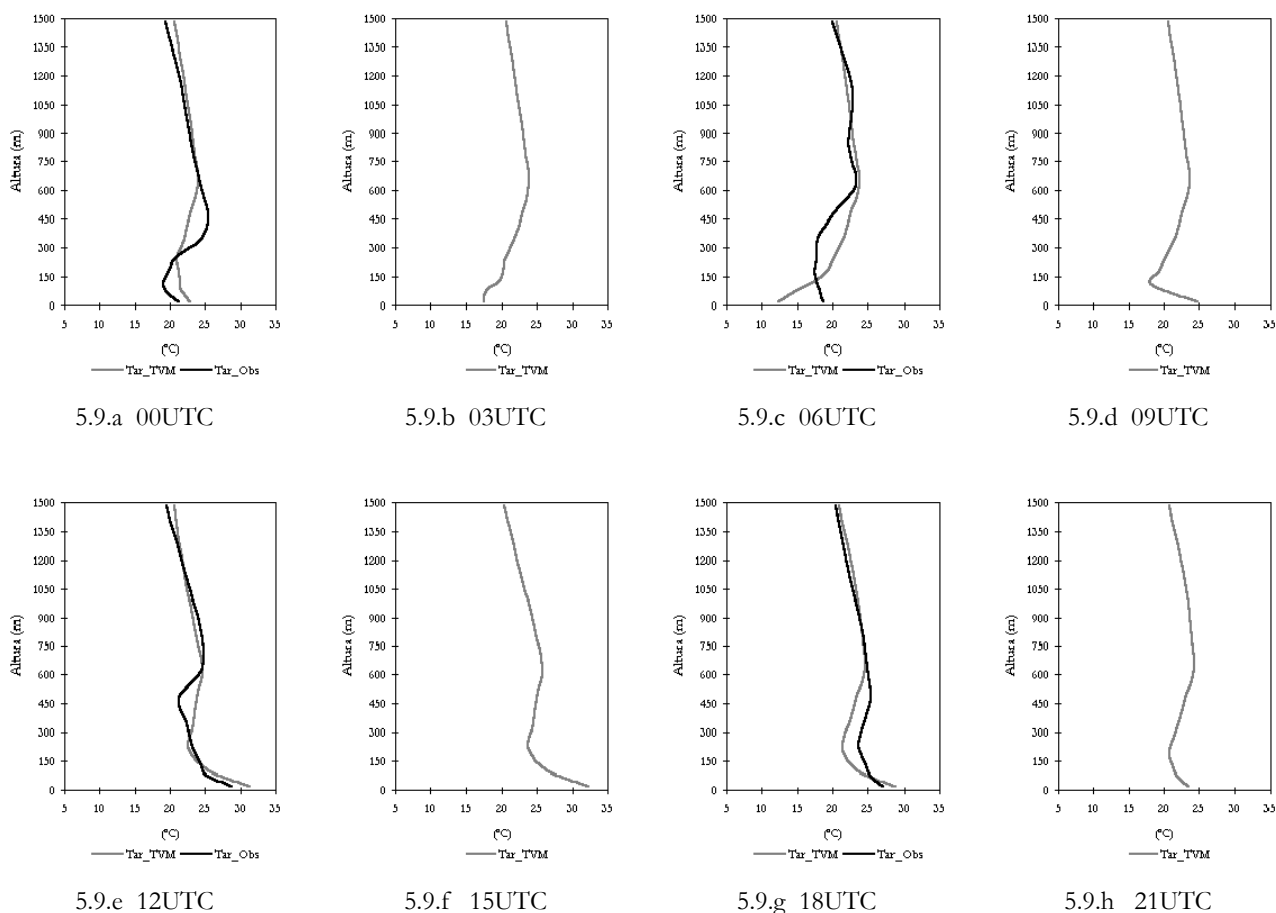


Fig. 5.9 Perfis verticais da temperatura do ar simulados e observados (Lisboa/G. Coutinho, 17 Julho 1996)



### 5.4.5 Perfis verticais do vento

Os resultados das simulações dos perfis verticais do vento, obtidos no nó da malha considerado mais próximo da estação aerológica de Lisboa / Gago Coutinho apresentam-se nas Fig. 5.10.a a 5.10.d, de 24 horas. Nas representações gráficas das 00, 06, 12 e 18 UTC, apresentam-se também os perfis verticais do vento observado, desde a superfície até 1500 m. Verifica-se que às 00 UTC e 06 UTC a intensidade do vento simulada é aproximadamente 50% dos valores da intensidade do vento observados, que resulta do excessivo arrefecimento nocturno simulado pelo modelo TVM (Fig.5.15), desde a superfície até cerca de 1000 m, ajustando-se melhor a partir deste nível. Em termos de variação da intensidade do vento em altitude, os resultados da simulação reflectem uma variação muito semelhante à observada, às 00, 06, 12 e 18 UTC.

Às 12 e 18 UTC os perfis observados e simulados ajustam-se muito melhor, tanto em termos de valores da intensidade como na sua variação em altitude.

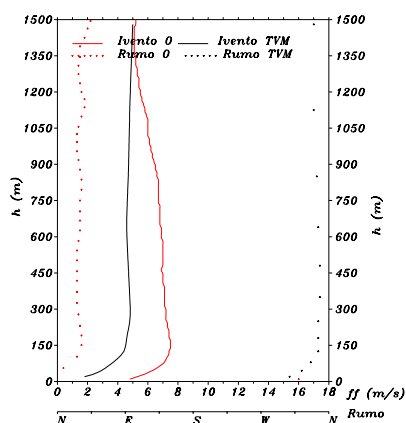


Fig. 5.10.a 00 UTC

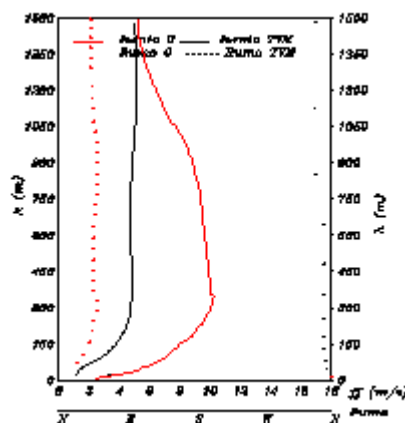


Fig. 5.10.b 06 UTC

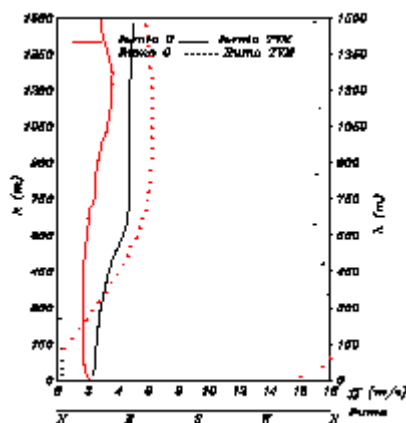


Fig. 5.10.c 12 UTC

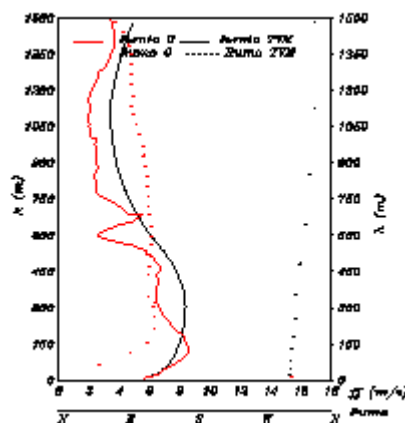


Fig. 5.10.d 18 UTC

Fig. 5.10 Perfis verticais do vento (Lisboa/Gago Coutinho, 17 de Julho 1996)

## 5.6 Conclusões

O acentuado ciclo diurno terrestre da temperatura faz-se sentir até 500 a 1000 m de altitude, sendo mais frequentes até altitudes da ordem dos 500 a 700 m. A partir destes níveis, o gradiente vertical da temperatura do ar é da ordem de  $-6^{\circ}\text{C}$  a  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Na baixa troposfera, até 3000 m, é frequente a ocorrência de gradientes superadiabáticos na camada superficial durante a tarde, e a ocorrência de múltiplas inversões da temperatura do ar até altitudes da ordem de 3 km.

Dos resultados do modelo TVM, é possível concluir que não sendo simulados com exactidão os valores observados é sensível às características topográficas e às características meteorológicas de mesoscala, simulando com algum sucesso a influência do contraste mar-terra e da linha de costa.

Os resultados das simulações da temperatura do ar permitem concluir que os melhores resultados são obtidos nas regiões com maior continentalidade, com diferenças que variam entre  $-3^{\circ}\text{C}$  e  $+3^{\circ}\text{C}$ ; junto à linha de costa, nas estações costeiras, a amplitude da temperatura simulada é superior 3 a  $4^{\circ}\text{C}$  em relação aos valores observados. Também as horas de ocorrência do máximo e do mínimo da temperatura do ar à superfície são simuladas com boa representatividade, tendo em conta as condições de céu limpo.

Os perfis da temperatura do ar são simulados com boa representatividade, reproduzindo as características principais da estrutura térmica até 1500 m de altitude, embora a inversão simulada à superfície às 03 UTC seja muito vincada, o que resulta da simulação de temperaturas muito baixas à superfície; os melhores resultados são obtidos para níveis superiores a 600 m.

Com excepção da Herdade da Apostiça e da herdade do Mesquita os valores da intensidade do vento simulados apresentam também o regime característico da intensidade do vento à superfície na região da Grande Lisboa, com pequenas intensidades do vento durante a noite e princípio da manhã, registando-se um aumento significativo a partir das 09 UTC, com um máximo ao fim da tarde da ordem de 5 a  $6\text{ m/s}$ ; os valores simulados são, em regra, 1 a  $2\text{ m/s}$  inferiores aos valores observados; nas simulações da intensidade do vento.

Os resultados menos satisfatórios foram obtidos para as estações instalados na região central da península de Setúbal, o que resultará da influência de efeitos locais, em especial o pinhal que existe nesta região e do facto dos anemómetros se encontrarem ao nível ou mesmo abaixo da copa dos pinheiros. A simulação do rumo do vento à superfície não se ajusta muito bem aos valores observados, sendo os melhores resultados obtidos para o período da tarde e noite.

Dos resultados do campo do vento à superfície, verifica-se que é simulada componente de leste até uma extensão máxima de 30 km no mar, a qual ocorre cerca das 09 UTC. A partir desta hora é simulado vento com componente oeste que se estende progressivamente até ao limite da região considerada, donde se poderá concluir que o efeito do mar se possa fazer sentir para oeste do limite dessa região; a frente de brisa do mar terá uma velocidade aproximada de 15 a  $20\text{ km/h}$ .

Resultados semelhantes do campo do vento à superfície foram obtidos com o modelo MEMO para a região de Lisboa na época de verão (Coutinho, et al., 1993).

As simulações dos perfis verticais do vento nas primeiras horas de simulação, até à 06 UTC, não reflectem com exactidão os perfis observados; no entanto, a partir das 12 UTC os resultados são melhores, os máximos simulados registam-se entre os 300 a 400 m de altitude, com valores máximos da ordem de 8 a  $10\text{ m/s}$ , entre as 18 e 21 UTC.

Os resultados das simulações da componente zonal mostram que há uma intensificação da componente u (positiva) na região do vale do rio Tejo, a uma altitude de 100 a 150 m, às 00 e

---

18 UTC. A componente  $u$  (negativa) é simulada em toda a região continental e no mar até cerca de 20 a 30km, numa extensão vertical de 100 a 150m, às 03, 06 e 09 UTC. Na região da Grande Lisboa, numa extensão horizontal de 50 km, é simulada, às 12 UTC componente de leste fraca até 300 a 400 m de altitude, o que poderá resultar da influência marcada do estuário do rio Tejo.

A componente meridional do vento é predominantemente negativa, excepto às 15 UTC em que é simulada componente positiva, o que eventualmente poderá indicar a formação de brisa de sul, associada ao mar e ao estuário do rio Tejo.

É de referir aqui que a temperatura da água do rio Tejo, utilizada no modelo, foi igual à da água do mar, o que, de acordo com os registos da temperatura da água em Cabo Ruivo, não corresponde à realidade.

Dos resultados obtidos, foi possível confirmar que o modelo TVM simula, com razoável aproximação, as características termomecânicas da baixa troposfera na região costeira que inclui a Grande Lisboa, e que é das mais complexas da costa ocidental de Portugal.

Nesta aplicação do modelo foram utilizados apenas três tipos de cobertura da superfície, com os correspondentes parâmetros de inicialização e a área considerada foi 150 km x 150 km; face aos resultados obtidos e em eventuais simulações, que não chegaram a ser executadas, poderiam eventualmente ser melhorados os resultados das simulações, como põe exemplo:

3 regiões no mar “ com 3 valores diferentes da temperatura à superfície”; norte, centro e sul da região considerada;

1 região no estuário do rio Tejo, com temperatura diferenciada do mar e, eventualmente, distinguindo os períodos de maré cheia e maré vazia, uma vez que há variações muito significativas da temperatura à superfície no estuário do rio Tejo.

Este contraste modifica de forma significativa o regime de ventos e temperatura do ar local e na região envolvente ao estuário do rio Tejo, como foi possível verificar durante o programa observacional à superfície, para observações do vento, da temperatura e humidade relativa do ar e da temperatura da água do rio Tejo, que teve lugar em estação meteorológica instalada em Cabo Ruivo/EXPO'98, entre Agosto de 1994 e Dezembro de 1997. Alguns destes resultados encontram-se em documentos técnicos no Centro de Documentação do IM (Carvalho, R. e Prior, V., 1998).

## Capítulo VI

### Simulações com MM5

No presente capítulo, apresentam-se comparações entre resultados de simulações obtidos com o modelo MM5 e observações à superfície e na baixa troposfera, em particular nos locais onde foram realizadas campanhas meteorológicas designadamente no Pego/Abrantes'1986, Leirosa/Figueira da Foz'1989, Sines/Cabo'1990, Tapada do Outeiro/Gondomar'1990, Lisboa'2000/campanha CICLUS (Lisboa, Évora e Neves Corvo) e no sotavento do Algarve, em Olhão e Estói'1993, simultaneamente.

#### 6.1 Resultados de simulações no Pego/ Abrantes

---

### 6.1.1 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície

Na Fig. 6.1.1, apresentam-se os resultados das observações da temperatura do ar à superfície no Pego / Abrantes e, para primeira exemplificação de simulações, os resultados relativos aos 4 domínios de simulação do MM5, entre os dias 24 e 26 de Julho de 1986.

Tendo em conta a continentalidade deste local de campanha, a cerca de 90 km da linha de costa, com efeito mais reduzido da influência do mar, seriam de esperar resultados relativamente bons para os 4 domínios.

Assim, para a temperatura do ar à superfície, o modelo simula com bastante aproximação os três dias seleccionados; os valores da temperatura mínima diária do ar à superfície são em regra sobrestimados em cerca de 2 a 5°C e os valores da temperatura máxima do ar à superfície são subestimados, sendo, no entanto, tanto as horas de máximas como de mínimas da temperatura do ar à superfície bem simuladas, assim como a variação diurna durante todo o período de simulação seleccionado.

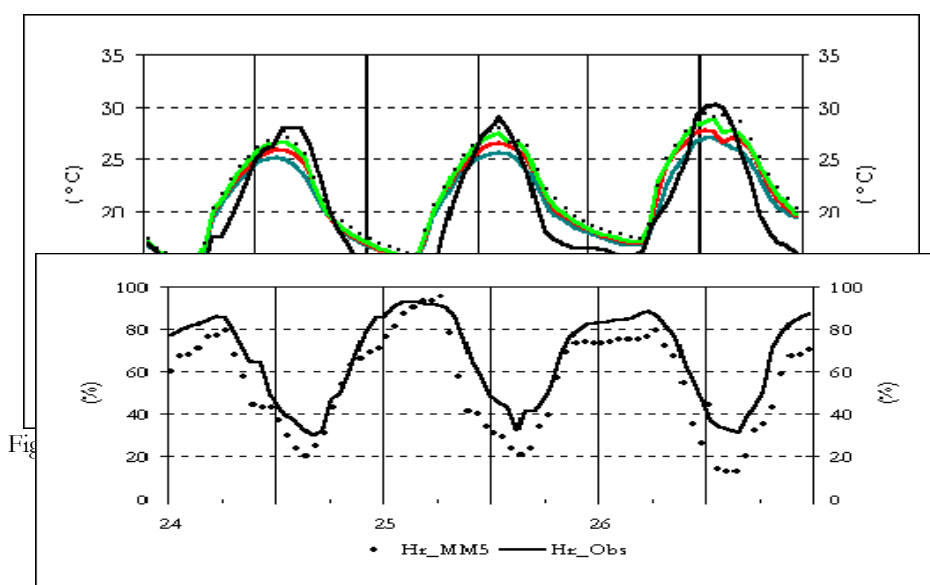


Fig. 6.1.2 Humidade relativa do ar à superfície, simulada com MM5 e observada (Pego / Abrantes, 24-26/07/1986)

Dos resultados da temperatura do ar à superfície obtidos para os 4 domínios de simulação, reconhece-se que é ao domínio 4 que correspondem os melhores resultados simulados durante o dia. Durante a noite, as diferenças entre os resultados dos diferentes domínios são reduzidas. Na Fig. 6.1.2, apresentam-se os valores da humidade relativa do ar à superfície observados e simulados para o domínio 4, onde é de realçar que para os dias seleccionados, 24 a 26 de Julho de 1986, os valores da humidade relativa mínima do ar à superfície são, em regra, sempre inferiores cerca de 10 a 20%, podendo, no entanto, concluir-se que as variações da humidade relativa do ar à superfície, durante todo o período seleccionado, são bem simulados, tanto para o período diurno como para o período nocturno.

Os resultados que se apresentaram nas Fig. 6.1.1 e 6.1.2, relativamente à temperatura e humidade relativa do ar à superfície permitem identificar claramente os potenciais bons

resultados que poderão ser obtidos com o modelo MM5, para regiões significativamente afastadas da linha de costa i.e., com continentalidade significativa, 90 km da linha de costa..

### 6.1.2 Componentes u e v do vento à superfície

Relativamente à componente u do vento que se apresenta na Fig. 6.1.3.a, à excepção do dia 24 e do dia 26 de Julho de 1986 entre as 12 e as 18 UTC, verifica-se que é relativamente bem simulada e os máximos ao fim da tarde resultam do efeito da brisa do mar que se faz sentir no local; as maiores diferenças, 4 a 5 m/s resultam eventualmente de efeitos geográficos e fisiográficos locais como é por exemplo a proximidade do vale do rio Tejo. Sendo de referir que a situação sinóptica nos dias simulados foi muito semelhante.

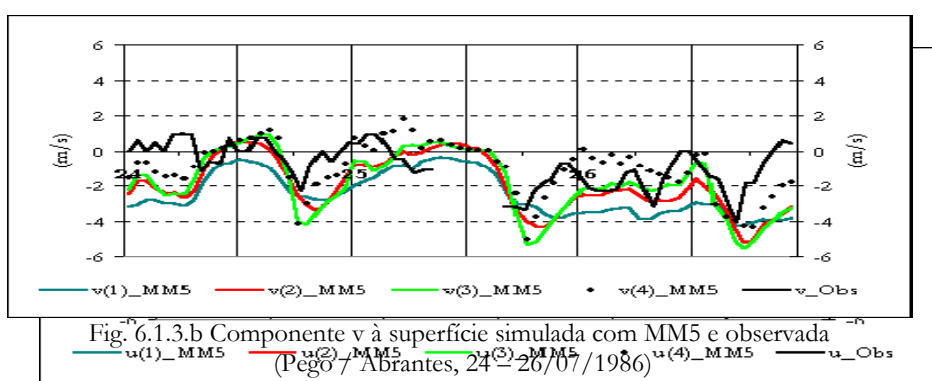


Fig. 6.1.3.a Componente u do vento simulada em 4 domínios com MM5 e observada (Pego / Abrantes, 24 – 26/07/1986)

Relativamente à componente v do vento à superfície, representada na Fig. 6.1.3.b, para os dias

24 a 26 de Julho de 1986 verifica-se que em regra é bem simulada tanto no que diz respeito aos valores máximos como aos valores mínimos e também durante todo o período de simulação seleccionado. É de destacar que o vento à superfície é bem simulado e como se pode verificar pelas Fig. 6.1.3.a e 6.1.3.b, o melhor domínio de simulação é o domínio 4.

### 6.1.3 Perfis verticais da temperatura do ar

Nas Fig. 6.1.4.a, 6.1.4.b e 6.1.4.c, apresentam-se os perfis verticais da temperatura do ar, desde a superfície até 3000 m, através dos quais se pode verificar que o perfil da temperatura do ar é bem simulado para as 12 UTC, mas às 09 e 18 UTC verifica-se que a inversão da temperatura do ar obtida com modelo subestima os valores que foram observados.

Nos perfis verticais da temperatura do ar referidos anteriormente verifica-se que a base da

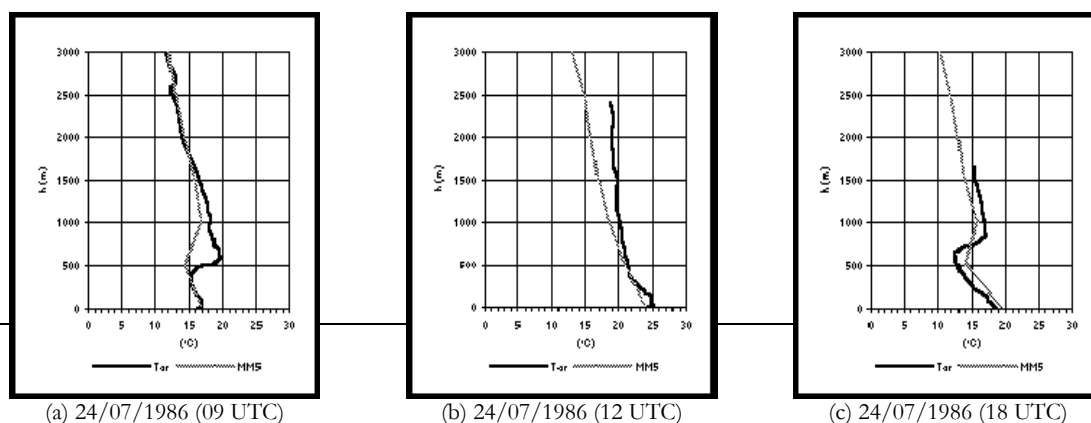


Fig. 6.1.4 Perfis verticais da temperatura do ar simulados com MM5 e observados (Pego / Abrantes, 24/07/1986)

camada de inversão da temperatura do ar em altitude, ao início da manhã e final da tarde se situa a 500m de altura aproximadamente e tem espessura de 100 a 200 m. Os gradientes verticais nesta camada de inversão são da ordem de 3 a 4°C/100 m e o gradiente vertical da temperatura do ar durante o dia na camada subjacente à inversão da temperatura do ar tem valores entre -6 a -10°C/km. Do exemplo anterior, pode também verificar-se que a inversão da temperatura do ar, que durante a noite tem a base à superfície é completamente destruída ao longo do dia como se pode verificar pela sondagem das 12 UTC e também pelos resultados simulados. Por comparação, verifica-se a boa simulação do perfil da temperatura do ar ao final da tarde. Às 18 UTC, o gradiente vertical da temperatura do ar até 500 a 600 m de altitude aproximadamente é -5 a -6°C/km sendo observada e simulada uma inversão da temperatura do ar com a base a cerca de 600 m de altura e com espessura da ordem de 200 a 300 m, a qual é também significativamente bem simulada.

### 6.1.4 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície

Nas Fig. 6.1.5.a e 6.1.5.b, apresentam-se as cartas meteorológicas de superfície do dia 25 de Julho de 1986 às 00 e 12 UTC, respectivamente, e nas Fig. 6.1.6.a e 6.1.6.b, apresentam-se os campos do vento e da temperatura do ar à superfície simulados para o domínio 2. Por comparação das figuras referidas anteriormente, verifica-se que os resultados simulados são consistentes com as cartas sinópticas apresentadas e reflectem bem o campo do vento à superfície em Portugal Continental, associado ao bordo leste do anticiclone dos Açores que dá origem a vento de N e NW à superfície e a influência, em particular às 12 UTC, da depressão de origem térmica, na região central da Península Ibérica. Os campos da pressão atmosférica ao nível médio do mar, traçados nas cartas meteorológicas das 00 e 12 UTC, correspondem a situações muito características e persistentes na época do verão em Portugal Continental.

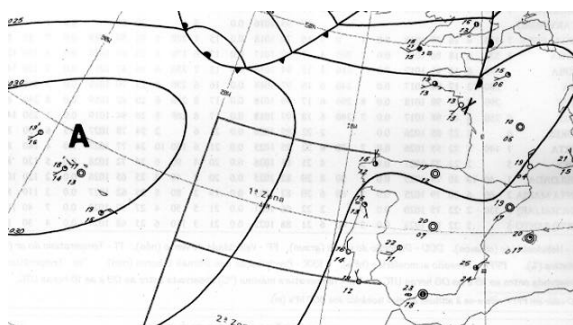


Fig. 6.1.5.a Carta meteorológica de superfície de 25 de Julho de 1986 às 00 UTC

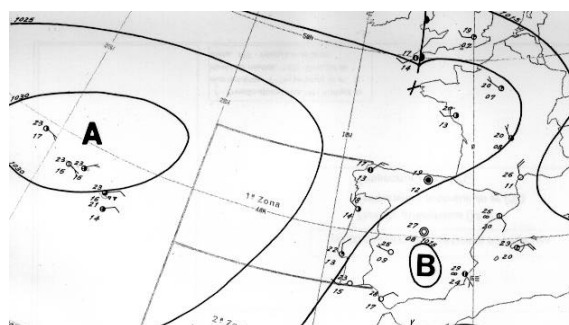


Fig. 6.1.5.b Carta meteorológica de superfície de 25 de Julho de 1986 às 12 UTC

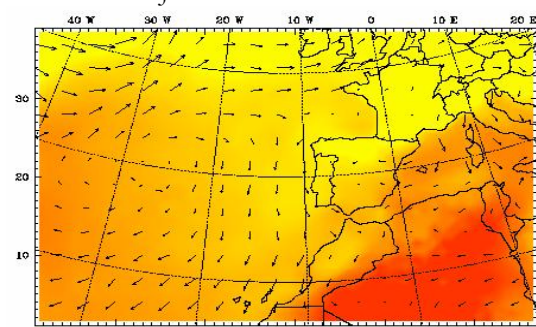


Fig. 6.1.6.a Campo do vento e da temperatura do ar à superfície simulados, 25/07/1986 às 00 UTC

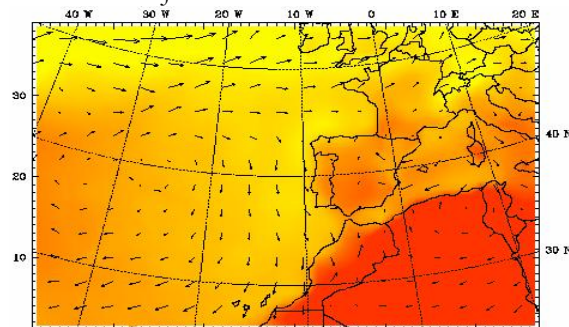


Fig. 6.1.6.b Campo do vento e da temperatura do ar à superfície simulados, 25/07/1986 às 12 UTC

( $V_{\text{máx}} = 15 \text{ m/s}$ )

Nas Fig. 6.1.7.a a 6.1.7.f, apresentam-se os campos do vento e da temperatura do ar à superfície no dia 25 de Julho de 1986 às 00, 06, 12, 15 e 21 UTC e no dia 26 de Julho de 1986 às 00 UTC, para o domínio D4C, numa área de 200 km x 200 km. Do conjunto das figuras referidas é de realçar a intensificação do vento junto à linha de costa, em particular ao fim da manhã. Às 12 UTC, é simulado o aumento de temperatura do ar à superfície na parte noroeste da área simulada, associada a ventos mais intensos e que resultarão do aquecimento diferenciado e significativo da temperatura da superfície terrestre e da água do mar, sendo simulado a partir dessa hora uma diminuição dos valores da temperatura do ar à superfície que tem origem na entrada de ar vinda do mar e que consequentemente provoca uma diminuição da temperatura do ar à superfície. Também às 12 UTC verifica-se a intensificação do vento à superfície que atinge valores médios da ordem de 6 m/s, numa faixa costeira com extensão de cerca de 30 km ao longo da costa e às 15 e 18 UTC verifica-se que essa faixa costeira aumenta significativamente, ocupando quase toda a área simulada. Nestas figuras, é também de destacar o modo como a intensidade do vento nas regiões costeiras aumenta ao longo do dia, forçado por uma componente de brisa do mar intensa e o efeito na diminuição da temperatura do ar à superfície, em particular no período diurno de máxima temperatura do ar à superfície.

---



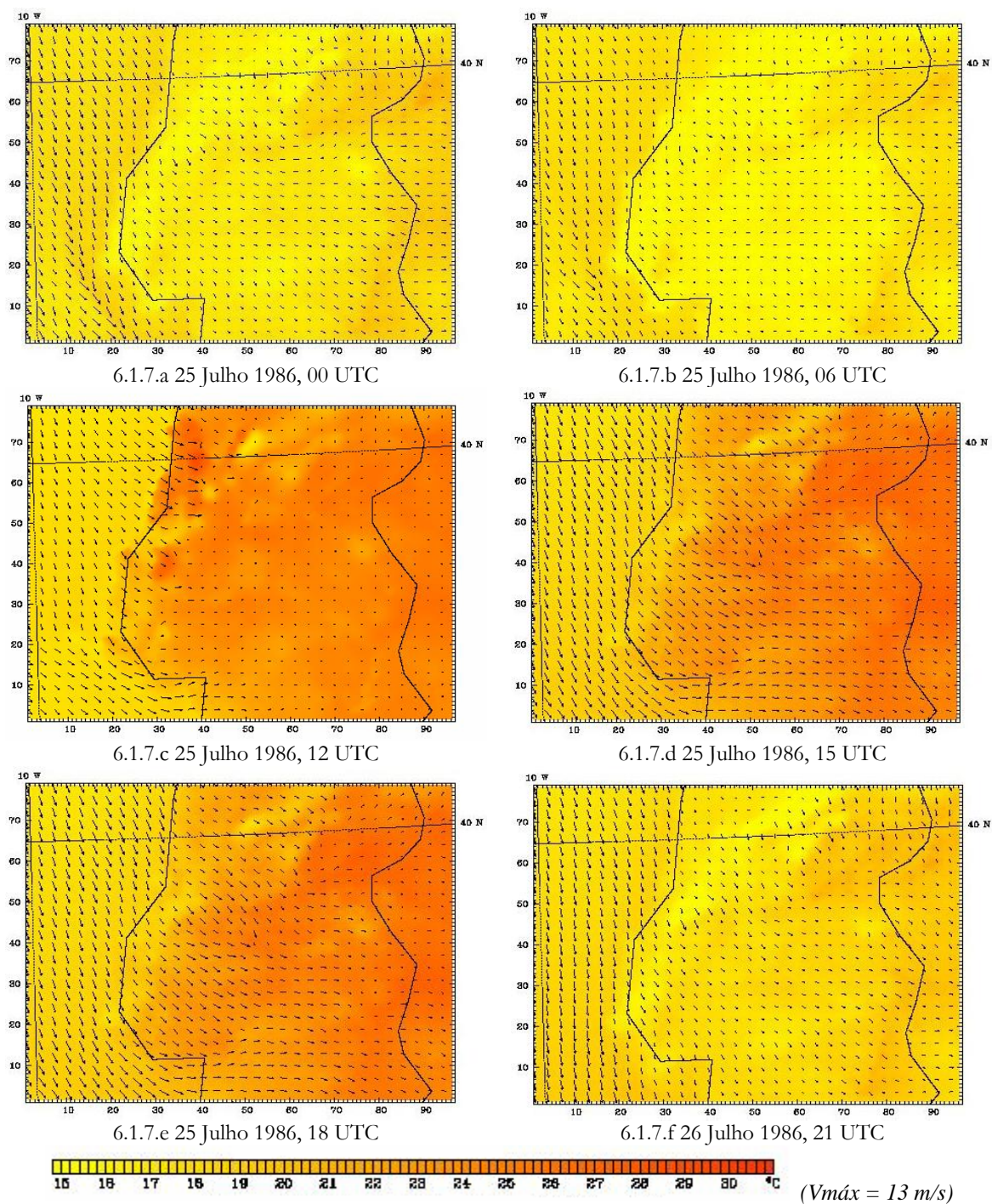
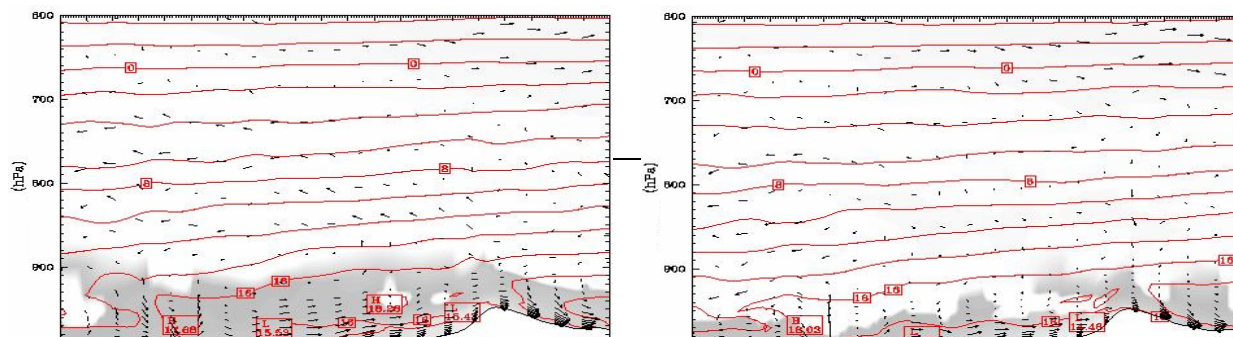


Fig. 6.1.7 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície simulados com MM5

### 6.1.5 Perfis verticais W-E do vento e da temperatura do ar à latitude do Pego

Nas Fig. 6.1.8.a a 6.1.8.h, apresentam-se os cortes verticais do vento e da temperatura do ar à latitude do Pego, simuladas com o modelo, desde a superfície até 600 hPa, aproximadamente 380 0m de altitude, no dia 25 de Julho 1986, de 3 em 3 horas, entre as 00 e 21 UTC.







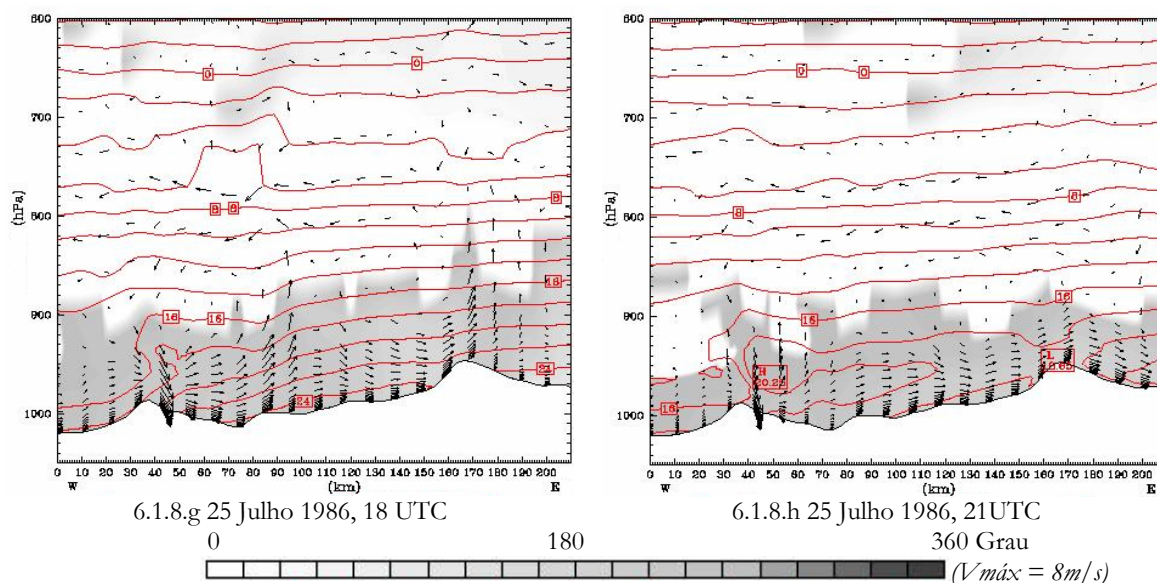


Fig. 6.1.8(cont.) Perfis verticais do vento e da temperatura do ar simulados com MM5 (corte W-E)

Nas figuras referidas anteriormente, o local de observações situa-se a 100 km do limite oeste do perfil simulado, a maior elevação no terreno a oeste corresponde à região da serra dos Candeeiros e a leste à região da serra de São Mamede. Às 00 e 03 UTC são simulados, na camada superficial, ventos relativamente fracos, com valores inferiores a 3 m/s que diminuem ainda mais até ao início da manhã e quase até às 12 UTC. Só a partir das 15 UTC na região do Pego/Abrantes se fazem sentir ventos mais intensos de N e NW que rodam em altitude a cerca de 1000 a 1500 m para SE ou E. O vento em todo o corte simulado aumenta ao fim da tarde em toda a região para valores máximos que atingem valores da ordem de 8 m/s, em particular nas terras mais altas.

Pelos resultados das simulações das 18 e 21 UTC, verifica-se o aumento significativo da intensidade do vento dos quadrantes NW e W que rodam para E - SE a altitudes entre os 1000 e os 1500 m o que significará que o efeito de brisa do mar se fará sentir ao fim do dia até ao limite do corte simulado e que se fará sentir em média até altitudes da ordem dos 1000 m.

Nestas simulações é notória a variação da intensidade do vento desde as 00 até às 21 UTC, tanto no que diz respeito às intensidades do vento que são bem distintas entre os períodos nocturno e diurno, bem como a camada da atmosfera onde os ventos são de N-NW-SW pouco intensos e com espessuras que não ultrapassam valores da ordem de 200 a 300 m e que aumentam ao longo do dia para valores da ordem dos 1000 m. Ao longo do dia e para as horas simuladas verifica-se que à superfície e até ao fim do dia há um aumento da intensidade do vento em geral dos quadrantes W e N na camada limite atmosférica com circulação de leste nas camadas mais altas entre 1000 e 2000 m. Nas figuras anteriores, é possível, ainda, identificar a influência significativa da topografia no perfil do vento, tanto no que diz respeito à intensidade como ao rumo do vento, até altitudes superiores a 1000 e mesmo 1500 m.

O gradiente vertical da temperatura do ar simulado variou no local de observação entre -6 e 8°C/km durante o dia e verifica-se a simulação de inversões da temperatura do ar à superfície até 200 a 300 m de altura, em particular nas simulações das 03 às 09 UTC. É notório, no local de observações, Pego/Abrantes, às 21 UTC, o início da formação de inversão da temperatura

do ar. A variação do perfil da temperatura do ar é mais significativo no mar, parte oeste, até aos 800 a 1200 m e resulta da influência da temperatura da água do mar onde durante o dia os gradientes são da ordem de  $-4$  a  $-5^{\circ}\text{C}$  e durante a noite valores inferiores a  $-2$  a  $-3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

As temperaturas do ar à superfície simuladas variaram entre  $18^{\circ}\text{C}$  às 00 UTC, que diminuiu até às 06 UTC para valores da ordem de  $14^{\circ}\text{C}$  e às 15 UTC, o valor máximo simulado é da ordem de  $26^{\circ}\text{C}$ .

Às 00 UTC nas regiões costeiras, em particular na faixa costeira com 20 a 30 km, são simulados gradientes verticais da ordem de  $-4$  a  $-6^{\circ}\text{C}/\text{km}$  até cerca de 500 a 600 m e que diminui até aos 1000 m nas regiões mais interiores. A esta hora são simuladas inversões da temperatura do ar com a base à superfície e que não ultrapassam, em regra, 200 a 300 m aproximadamente e os valores mais baixos da temperatura do ar à superfície simulados são da ordem de  $14$  a  $15^{\circ}\text{C}$ .

Entre as 03 e 06 UTC, são simuladas inversões da temperatura do ar com maior espessura nas regiões mais baixas, com gradientes da ordem de  $4^{\circ}\text{C}/\text{km}$  nos primeiros 500 m e que diminui acentuadamente para valores de  $0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , temperatura aproximadamente constante, até aos 700 a 800 m de altitude e verifica-se uma maior influência nas variações da estrutura térmica e nos gradientes verticais da temperatura do ar em toda a região até ao Pego/Abrantes.

A partir das 09 UTC, as simulações mostram já bem evidenciadas as diferenças de temperatura à superfície, da ordem dos  $16$  a  $17^{\circ}\text{C}$  no limite oeste simulado que corresponde à zona de marítima e valores da ordem de  $20$  a  $22^{\circ}\text{C}$  à superfície a partir dos 50 km, mais precisamente na faixa costeira continental até cerca de 30 a 40 km.

Os gradientes verticais da temperatura do ar são notoriamente distintos entre a região costeira em particular a oeste da cadeia montanhosa, junto à faixa costeira, da ordem dos  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$  na camada superficial até 600 a 700 m e a partir daí e até cerca de 1000 m de altitude valores da temperatura da ordem de  $-10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

Entre as 12 e as 18 UTC, verifica-se o aumento mais acentuado nas regiões continentais para lá dos 60 a 70 km do perfil simulado com gradiente vertical até cerca de 1000 m de altitude, da ordem de  $-8$  a  $-10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Às 21 UTC, regista-se, em toda a região simulada e com maior continentalidade, inversões da temperatura do ar que vão até níveis da ordem de 300 a 500 m, excepto nas zonas costeira continental e marítima.

Neste conjunto de figuras, é possível visualizar, com destaque, a espessura da camada da atmosfera que é influenciada pela topografia do terreno, pelo maior aquecimento ou arrefecimento acentuado da superfície continental e pela influência do mar na região costeira, bem marcada pela variação de altitude das isotérmicas, a qual se faz sentir até cerca de 1000 m (900 hPa) a 1500 m (850 hPa), o que corresponde à espessura da camada limite atmosférica nestas regiões.

---

### 6.1.6 – Perfis verticais N-S do vento e da temperatura do ar à longitude do Pego

Nas fig. 6.1.9.a 6.1.9.i, apresentam-se cortes verticais N-S do vento e da temperatura do ar à longitude de Pego/Abrantes (100 km), correspondendo a maior elevação à serra da Lousã.

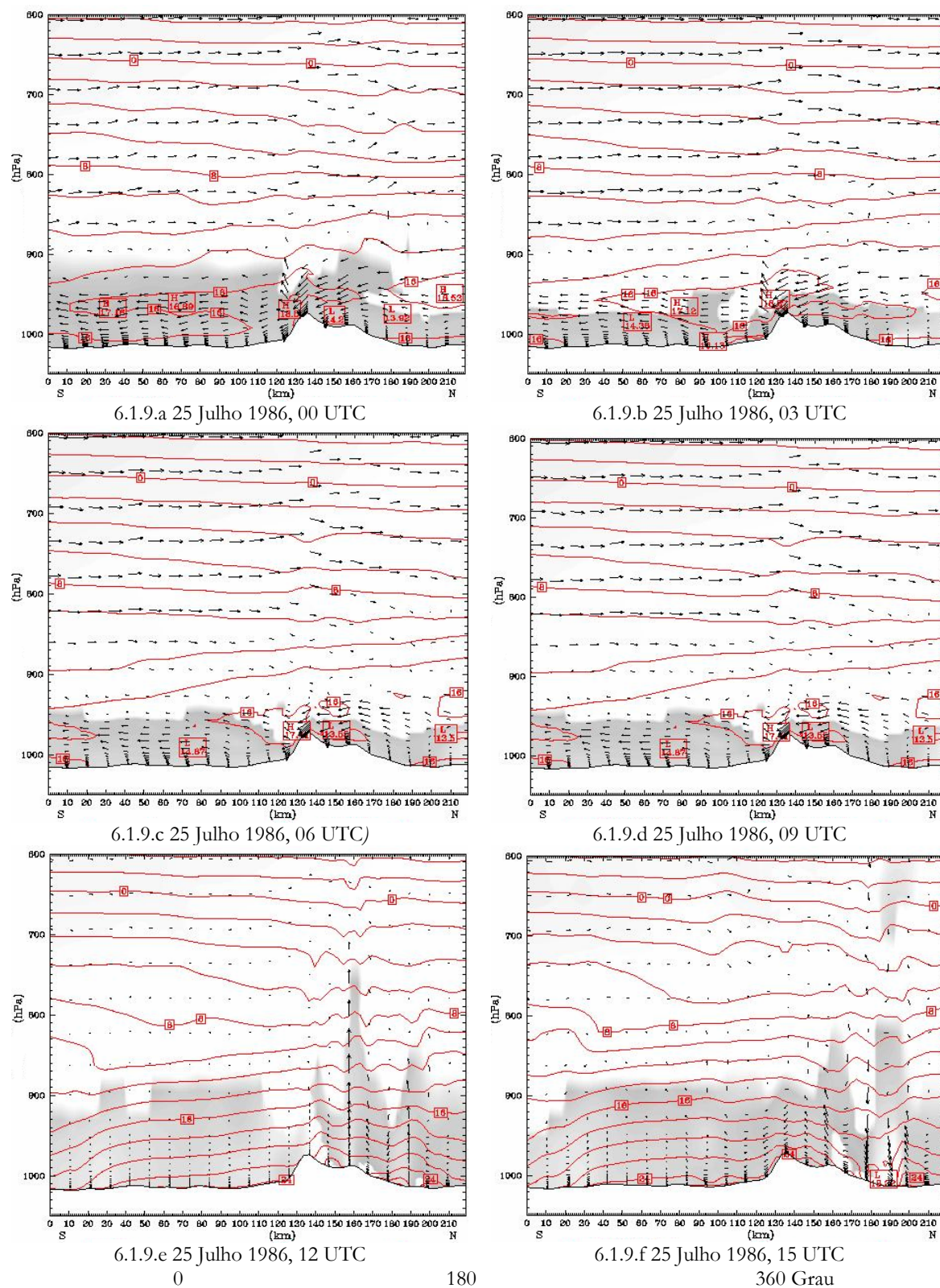


Fig. 6.1.9 Perfis verticais do vento e da temperatura do ar simulados com MM5 (corte S-N)



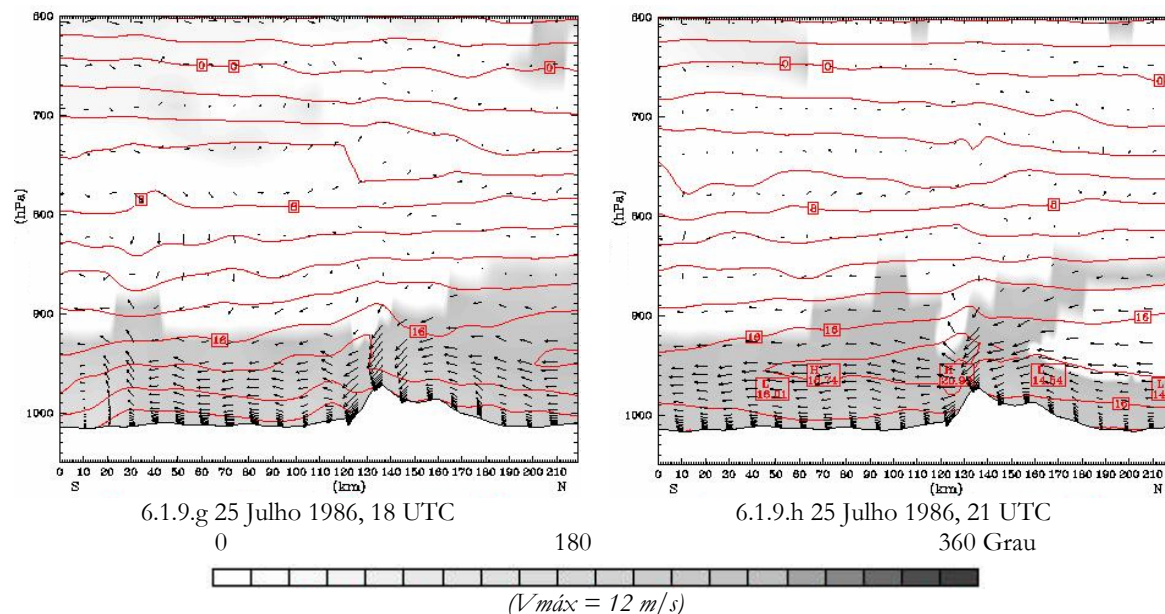


Fig. 6.1.9 (cont.) Perfis verticais do vento e da temperatura do ar simulados com MM5 (corte S-N)

Nas figuras anteriores, é possível verificar que o vento simulado na camada da superfície até aos 900 hPa (1100 m aproximadamente) foi em geral de NW – N - NE à longitude do Pego, a cerca de 90 km da linha de costa, o que corresponderá ao regime típico do vento nesta região de Portugal Continental.

Verifica-se que o campo do vento à superfície e na camada limite atmosférica nas regiões a sul da serra da Lousã apresenta-se estável ou uniforme, tanto no que diz respeito aos valores da intensidade como ao rumo do vento e resulta da quase inexistência de barreiras montanhosas com altitudes significativas a oeste desta região e de se localizar significativamente afastada do mar. Nesta camada da atmosfera simulada, as intensidades máximas do vento são da ordem de 6 a 10 m/s aos 500 m de altura, aproximadamente, em particular nas zonas mais montanhosas.

As maiores perturbações no regime do vento são simuladas nas regiões montanhosas da serra da Lousã onde os ventos na parte norte são de N e NW e sofrem rotação para SW na parte sul, com intensidades máximas nesta região às 00, 03 e 18 UTC e 21 UTC com valores máximos da ordem de 10 m/s na camada limite atmosférica.

Através dos resultados das simulações das 06, 09, 12 e 15 UTC verifica-se, particularmente, que a intensidade do vento diminui durante o período diurno nesta faixa central com orientação norte - sul, de Portugal Continental para valores da ordem de 4 a 5 m/s, o que significará que o efeito da brisa do mar se fará sentir com maior intensidade ao final da tarde e em parte significativa do período nocturno.

Destes resultados, poder-se-á concluir-se que para este tipo de situação sinóptica a intensificação do vento à superfície e na camada limite atmosférica forçados durante o dia por uma componente acentuada de brisa do mar, como resultado do diferencial de temperatura entre a superfície do solo e da superfície do mar, só se fará sentir a partir do meio da tarde e que se faz sentir também durante o período nocturno.

Assim, o vento que se faz sentir durante o período diurno nesta região a cerca de 90 km da linha de costa, dependerá essencialmente da situação sinóptica registada e de efeitos muito localizados, como foi possível identificar a partir das observações de superfície e durante o período nocturno poderá fazer-se sentir o efeito da brisa do mar embora com características modificadas.

A fazer-se sentir o efeito de brisa ao final da tarde nesta região poder-se-á concluir que a frente de brisa poderá deslocar-se a uma velocidade inferior a 10 km/h.

Nos perfis N-S, o campo da temperatura do ar em altitude nesta época do ano é particularmente influenciado pela distância à costa e pelo regime de ventos associado e ainda pela topografia. Às 00 UTC verifica-se a simulação de uma inversão da temperatura do ar com gradientes verticais de  $4^{\circ}\text{C}/\text{km}$  aproximadamente, as temperaturas do ar simuladas nas vertentes sul a esta hora são superiores em cerca de 2 a  $3^{\circ}\text{C}$  e na zona norte as temperaturas são mais baixas o que resulta em gradientes da ordem de -2 a  $-3^{\circ}\text{C}/\text{km}$  em poucas centenas de metros.

Às 03 e 06 UTC, verifica-se que as temperaturas do ar e as inversões são mais significativos nas encostas voltadas a norte com valores de  $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$  numa espessura de 600 a 700 m.

Entre as 09 e as 12 UTC verifica-se a mais rápida evolução da temperatura do ar na camada limite. Às 12 UTC, como resultado do aquecimento generalizado, verificam-se temperaturas simuladas da ordem de  $24^{\circ}\text{C}$  à superfície nesta região com gradientes verticais na camada limite da ordem de  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$  a sul e, aproximadamente,  $-10^{\circ}\text{C}/\text{km}$  na parte norte.

Entre as 15 e 18 UTC os perfis da temperatura do ar não apresentam diferenças significativas tanto no que diz respeito aos valores dos gradientes como à variação em altitude, notando-se no entanto maior uniformidade no campo da temperatura às 18 UTC o que resultará também do efeito generalizado do vento de N e NW na camada superficial até cerca de 600 a 700 m.

As maiores variações são simuladas durante o período nocturno, em particular nas vertentes sul e norte da região simulada. Também nestas figuras se verifica que a influência da superfície terrestre se faz sentir com maiores perturbações no campo da temperatura até cerca de 800 a 1000 m, aproximadamente.

---

## 6.2 Resultados de simulações em Leirosa / Figueira da Foz e Sines

Apresentam-se resultados relativos a dias simulados com o modelo MM5 para os períodos das campanhas em Leirosa / Figueira da Foz (1989) e Sines / Cabo (1990). Atendendo a que estas duas campanhas foram realizadas em períodos de verão com características sinóticas semelhantes e junto à linha de costa descrevem-se, neste capítulo, os resultados obtidos nestas duas campanhas.

### 6.2.1 Resultados de simulações em Sines

#### 6.2.1.1 Temperatura do ar e vento à superfície

Assim, na Fig. 6.2.1, apresentam-se resultados simulados com MM5 no domínio 4 e observados em Leirosa/Figueira da Foz entre 24 e 27 de Julho de 1989. Verifica-se que os valores simulados são bastante próximos dos valores observados, designadamente no que se refere aos valores da temperatura do ar durante o período diurno, em que os valores simulados são, em regra, iguais ou superiores 1 a 2°C enquanto os valores mínimos da temperatura do ar à superfície no período nocturno são em regra superiores a 2°C.

Verifica-se assim que, para este período seleccionado, os valores observados e simulados são muito próximos, reflectindo, com perfeição, a variação da temperatura do ar à superfície ao longo do período seleccionado, 24 a 27 de Julho de 1989. No entanto, reconhece-se que há um ligeiro desfasamento temporal, em particular no dia 26 de Julho, na hora de ocorrência das temperaturas máxima do ar observada e simulada.

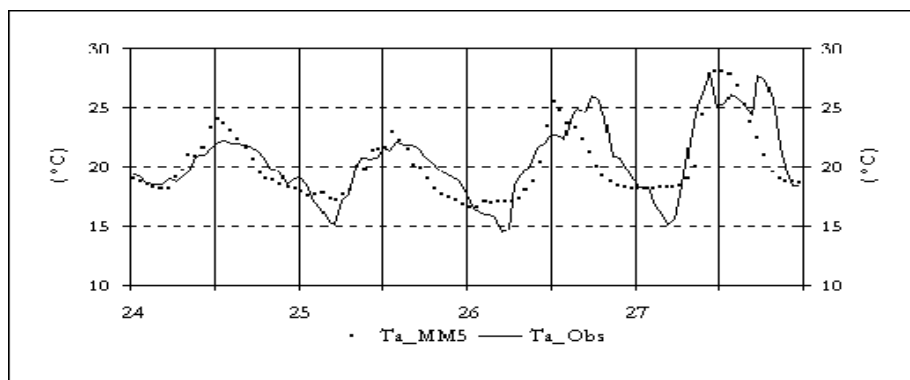
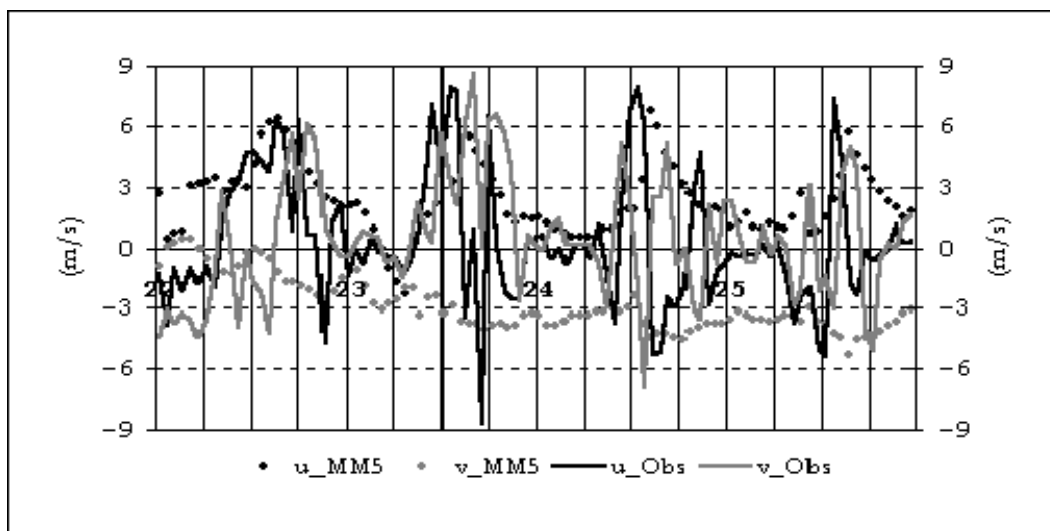


Fig. 6.2.1 Temperatura do ar à superfície, simulada com MM5 e observada (Leirosa/Figueira da Foz, 24 a 27 de Julho de 1989)

Na Fig. 6.2.2 apresentam-se os resultados das componentes u e v simuladas com MM5 e observadas no período de 22 a 25 de Agosto de 1989. Para o período referido, verifica-se que as componentes u e v são bem definidas, correspondentes teoricamente a situações de brisa na costa oeste de Portugal Continental com componente u bem definida e com valores máximos da ordem de 6 a 8 m/s durante o período diurno e aproximando-se de 0 m/s durante o período nocturno e mesmo negativa, o que corresponde a situações de brisa de terra fraca durante a noite e componente v negativa da ordem de 3 m/s, correspondente essencialmente ao vento de norte que se faz sentir na costa ocidental de Portugal continental, como resultado da localização do anticiclone dos Açores.

Os valores de u e v observados diferem dos valores simulados, em particular na variabilidade ao longo dos dias simulados e resulta essencialmente das características fisiográficas locais; a

proximidade à linha de costa, à presença de dunas e a pinheiros a leste do local de observação, no rumo e na intensidade do vento.



### 6.2.1.2 Campo do vento à superfície

Nas Fig. 6.2.3.a a 6.2.3.i, apresentam-se os valores simulados com MM5 no domínio 2 do campo do vento à superfície e nas quais é possível identificar os regimes distintos do vento à superfície, dentro da área simulada; no mar, na região costeira de Portugal Continental e nas regiões continentais interiores.

Assim, entre as 06 UTC do dia 24 de Julho e as 00 UTC do dia 26 de Julho de 1989 é simulado vento à superfície com intensidades médias que variam entre 6 e 12 m/s de W, acompanhada junto à linha de costa de rotação do vento de N/NW para W/NW em particular entre as 09 e as 18 UTC, o que resulta da intensificação originada pela diferença de temperatura do mar e da terra a que se associa o efeito da brisa do mar.

É de destacar a forma como os ventos à superfície penetram na região continental, com componente de oeste mais significativa na região a norte do Cabo Carvoeiro até à Foz do rio Douro / Porto, com uma extensão superior a 50 km, enquanto nas restantes regiões a influência de ventos que resultarão da intensificação da brisa do mar à superfície, não se faz sentir para além uma ou duas dezenas de quilómetros.

Esta faixa de ventos diferenciados a esta hora estende-se às regiões do interior até uma extensão da ordem de 50 km às 12 UTC, sendo mais evidente nas regiões centro norte (Figueira da Foz, Aveiro e Coimbra), até à ocupação de todo o território ao fim da tarde incluindo a zona do Algarve onde o efeito gerado pelo contorno da linha de costa e das brisas não seja suficiente para se registar o efeito significativo da brisa à superfície na região do Algarve.

Durante a noite, a intensidade do vento decresce significativamente junto à zona costeira para valores da ordem de 3 a 4 m/s, como se mostra nas Fig. 6.2.3 h a i).



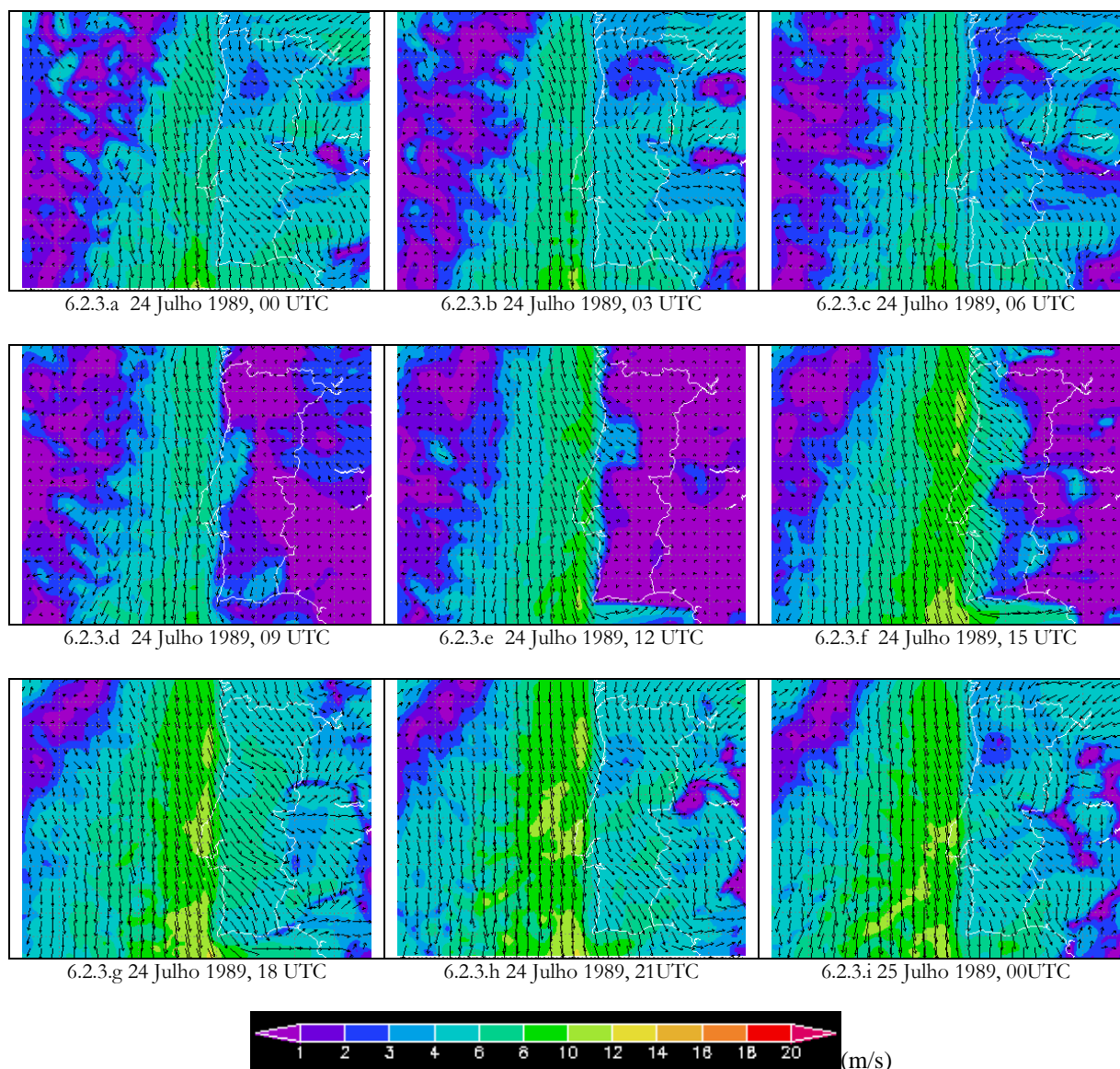


Fig. 6.2.3 Campo do vento à superfície  
(24 - 25 de Julho de 1989)

### 6.2.1.3 Perfis verticais W-E do vento e da temperatura do ar à latitude de Leirosa

Nas Fig. 6.2.4.a a 6.2.4.i, apresentam-se cortes do vento e da temperatura do ar à latitude de Leirosa / Figueira da Foz, simulados de 3 em 3 horas, desde o dia 23 de Julho às 06 UTC até às 00 UTC do dia 25 de Julho de 1989.

A região da Leirosa / Figueira da Foz localiza-se, aproximadamente, ao quilómetro 50 nas figuras e as regiões de maior elevação a leste correspondem à região que integra as serras da Gardunha, Muradal e Alvelos.

Neste conjunto de figuras, verifica-se que são simulados às 06 UTC do dia 23 de Julho em toda a extensão e na camada aproximadamente até 500 m de altitude ventos muito fracos, inferiores a 1 m/s com componentes de NW e N e apenas numa região muito pouco extensa,

com aproximadamente 40 km em terra e 10 a 20 km no mar, ventos com componentes de E ou SE, mas numa pequena espessura que não ultrapassará 300 a 400 m, onde se registará a influência do arrefecimento em terra e que dá origem a formação de brisa de terra fraca.

Nas Fig. 6.2.4.c e 6.4.d, que correspondem às simulações da 15 e 18 UTC do dia 23 de Julho de 1989, é notória a intensificação do vento na baixa troposfera em todo o domínio de simulação, em particular até cerca de 600 a 800 m, com ventos de NW e W, com intensidades máximas do vento nesta camada de 8 m/s às 15 UTC e 6 m/s às 18 UTC, em particular nas regiões mais altas e, nas camadas superiores, acima dos 500 a 800 m ventos de NE, relativamente fracos, em particular na região sobre terra.

Às 00 UTC do dia 24 de Julho são simulados ventos de N e NW com intensidades inferiores a 2 m/s numa camada superficial que não ultrapassa, aproximadamente, os 300 m numa extensão em terra de 100 km, aproximadamente, e à superfície até ao limite de simulação e em toda a camada superior, entre 300 m a 1000 e 1500 m são simulados ventos com componente de E e NE.

Às 06 UTC do dia 24, Fig. 6.2.4, é notória a camada e espessura onde os ventos de NW ou W são simulados ventos de E nas camadas superiores a 200 a 300 m de altura e ainda a zona de rotação significativa dos ventos, no limite do corte simulado.

Às 12 e 18 UTC do dia 24 de Julho, verifica-se que, em todo o domínio de simulação, os ventos numa camada superficial de 500 a 600 m e que aumenta na zona costeira para valores da ordem de 1000 m para ventos de W, com intensidades máximas da ordem dos 5 m/s e nas camadas superiores ventos com componente de E que correspondem a vento de retorno, terra-mar nas camadas superiores.

De referir que às 12 UTC de 23 de Julho, registaram-se ventos de N e NW em toda a extensão, sendo, no entanto, evidenciado nestas figuras, em particular na Fig. 6.2.3.b, vento com componente leste que corresponde a brisa de terra em altitude ou contra-brisa, entre 500 e 1000 a 1500 m, mas numa extensão que não ultrapassará também uma dezena de quilómetros, região onde se verifica uma convergência de ventos de oeste que, em regra, terá elevado conteúdo de água e de leste em ar seco que dará origem nesta faixa costeira à formação de nebulosidade cumuliforme, em especial a partir do meio dia e durante o fim da tarde.

Às 00 UTC do dia 25 de Julho de 1989, o campo do vento é muito semelhante ao do dia anterior à mesma hora de simulação.

É de realçar, nas figuras anteriormente referidas, o efeito da orografia no perfil e campo do vento em altitude, particularmente nas Fig. 6.2.4.a e 6.2.4.i dos dias 24 e 25 de Julho de 1989.

---

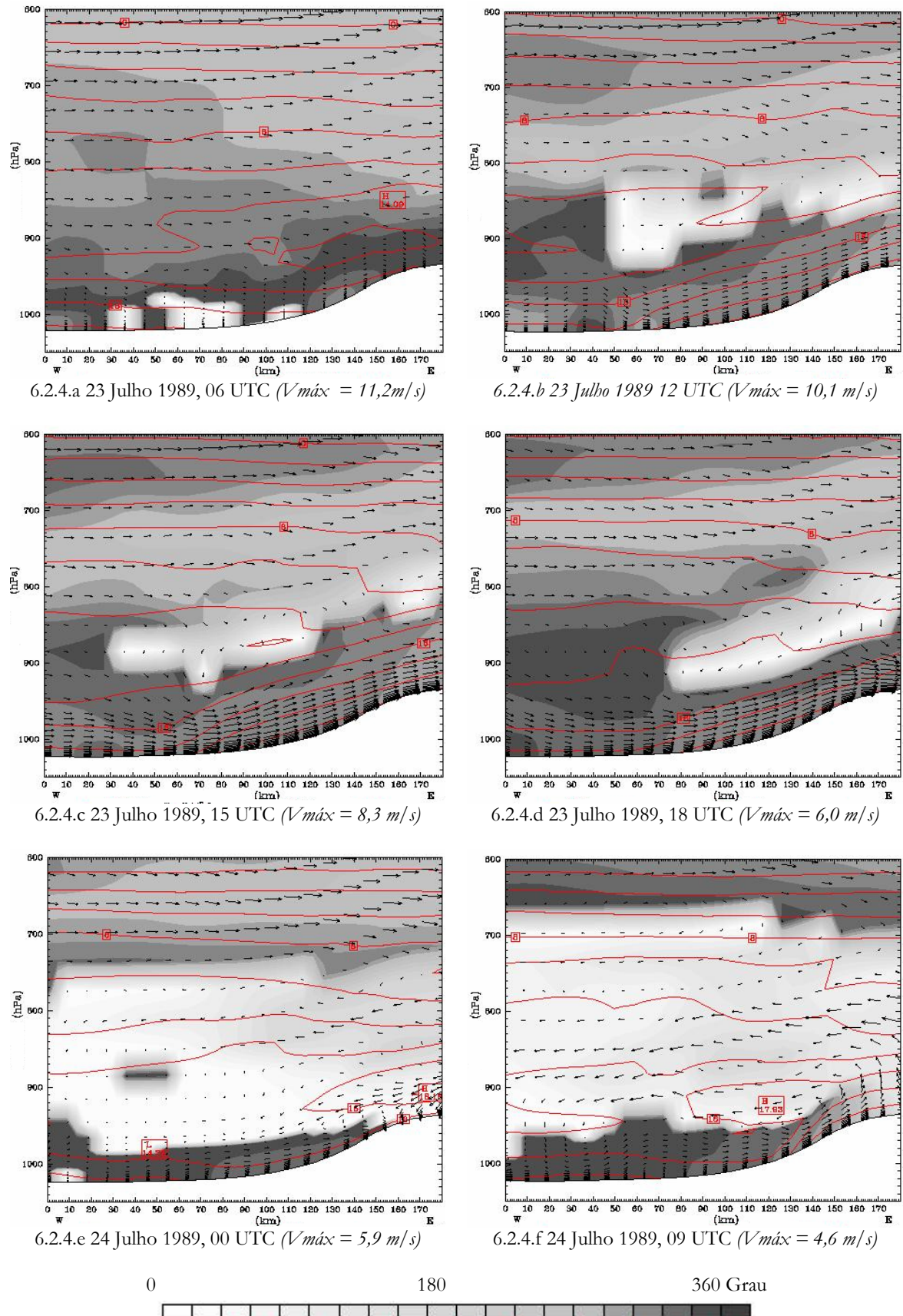
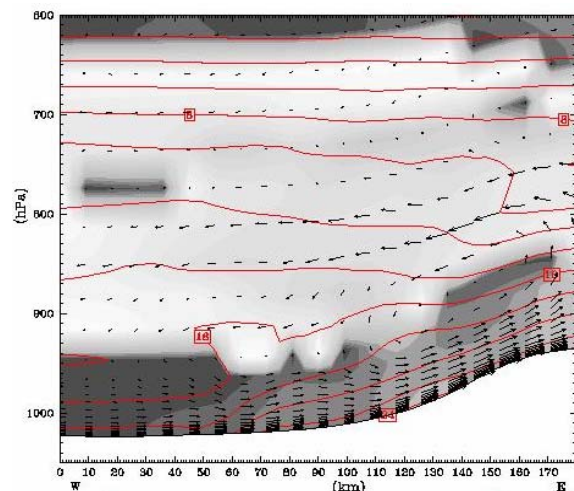
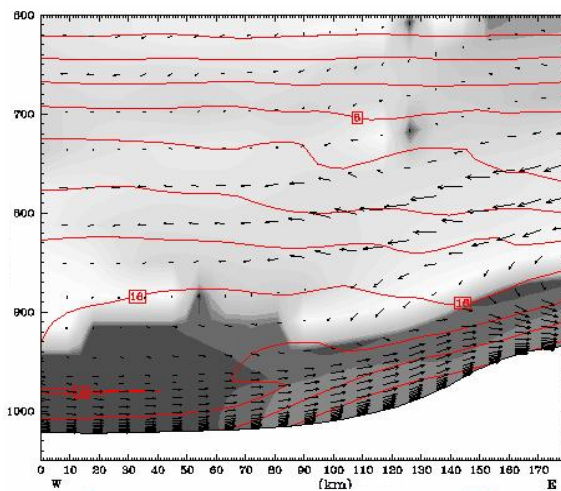
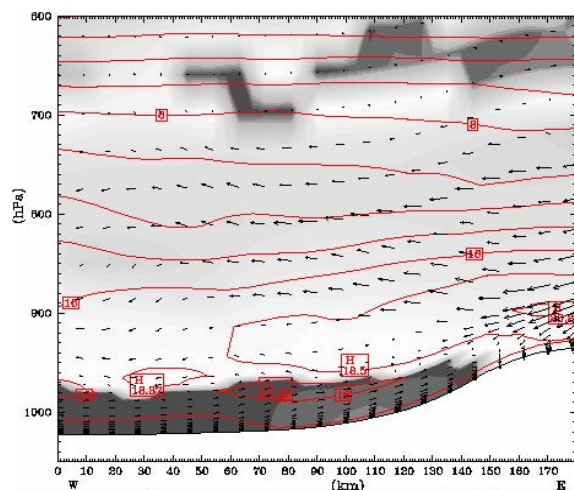


Fig. 6.2.4 Perfis verticais do vento e da temperatura do ar simulados com MM5 (24 e 25 de Julho de 1989)



6.2.4.g 24 Julho 1989, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,6 \text{ m/s}$ )6.2.4.h 24 Julho 1989 18 UTC ( $V_{\text{máx}} = 7,7 \text{ m/s}$ )6.2.4.i 25 Julho 1989, 00 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,7 \text{ m/s}$ )

Quanto à temperatura do ar, verifica-se que o modelo simula nas camadas superficiais temperaturas da ordem dos  $18^\circ\text{C}$  no mar, que se mantém ao longo das várias horas simuladas e simula também nas camadas superficiais em terra, durante a noite, valores da mesma ordem de grandeza, enquanto durante o período diurno, de maior aquecimento são simulados valores da ordem dos  $26^\circ\text{C}$ , junto à superfície terrestre. Os efeitos dos contrastes da temperatura em terra e no mar fazem-se sentir ao longo do período de simulação até 750 hPa.



Fig. 6.2.4 Perfis verticais do vento e da temperatura do ar simulados com MM5 (24 e 25 de Julho 1989)

Durante o período diurno, os gradientes verticais da temperatura do ar em terra são aproximadamente da ordem de  $-10^\circ\text{C/km}$ , enquanto nas regiões costeiras (no mar) são da ordem de  $-6^\circ\text{C/km}$ ; no período noturno, os gradientes verticais na zona do mar são praticamente iguais e que inclui a faixa costeira com  $-6^\circ\text{C/km}$ .

#### 6.2.1.4 Perfis verticais N-S do vento e da temperatura do ar à longitude de Leirosa

Nas Fig. 6.2.5 a) a i) apresentam-se cortes verticais do vento e da temperatura do ar desde a superfície até 600 hPa (3800 m aproximadamente), simulados com MM5 à longitude de Lisboa, nos dias 23 às 06, 12, 15 e 18 UTC, no dia 24 de Julho de 1998 às 00, 09, 12 e 18 UTC e no dia 25 de Julho de 1998 às 00 UTC. A região da Leirosa / Figueira da Foz situa-se aproximadamente ao quilómetro 90 das figuras referidas.

O vento máximo na camada da atmosfera até aos 600 hPa (3800 m aproximadamente), variou entre 4 e 9,5 m/s.

A região com menor elevação a norte corresponde à região entre Leirosa / Figueira da Foz e na região litoral a sul da região do Porto e a sul, as maiores elevações correspondem à parte oeste da serra dos Candeeiros.

Às 00 UTC do dia 23 de Julho, foram simulados ventos com componente W, NW e N a norte da Leirosa / Figueira da Foz fracos, inferiores a 2m/s, enquanto na região a sul numa espessura de 500 m ventos de leste com intensidades superiores, até 4 m/s que correspondem não só a ventos associados a componente de brisa de terra, mas também a ventos catabáticos associados às regiões montanhosas das serras dos Candeeiros e da serra de Aire.

Em geral em todos os valores simulados para este período na faixa costeira oeste que corresponderá muito aproximadamente à linha de costa são simulados ventos de NE, N, NW e W em toda a região numa espessura da atmosfera que varia entre 100 e 500 m, com maiores intensidades durante o dia que podem atingir 9,5 m/s.

Os resultados apresentados nas figuras anteriores permitem demonstrar que em situações sinóticas caracterizadas pela influência do bordo leste do Anticiclone dos Açores nesta época do ano poderão ocorrer mesmo durante a noite, o que faz com que a brisa de terra não seja tão evidenciada como se poderá verificar em situações em que o Anticiclone dos Açores se encontre bem definido e que o efeito da nortada não seja tão significativa.

---

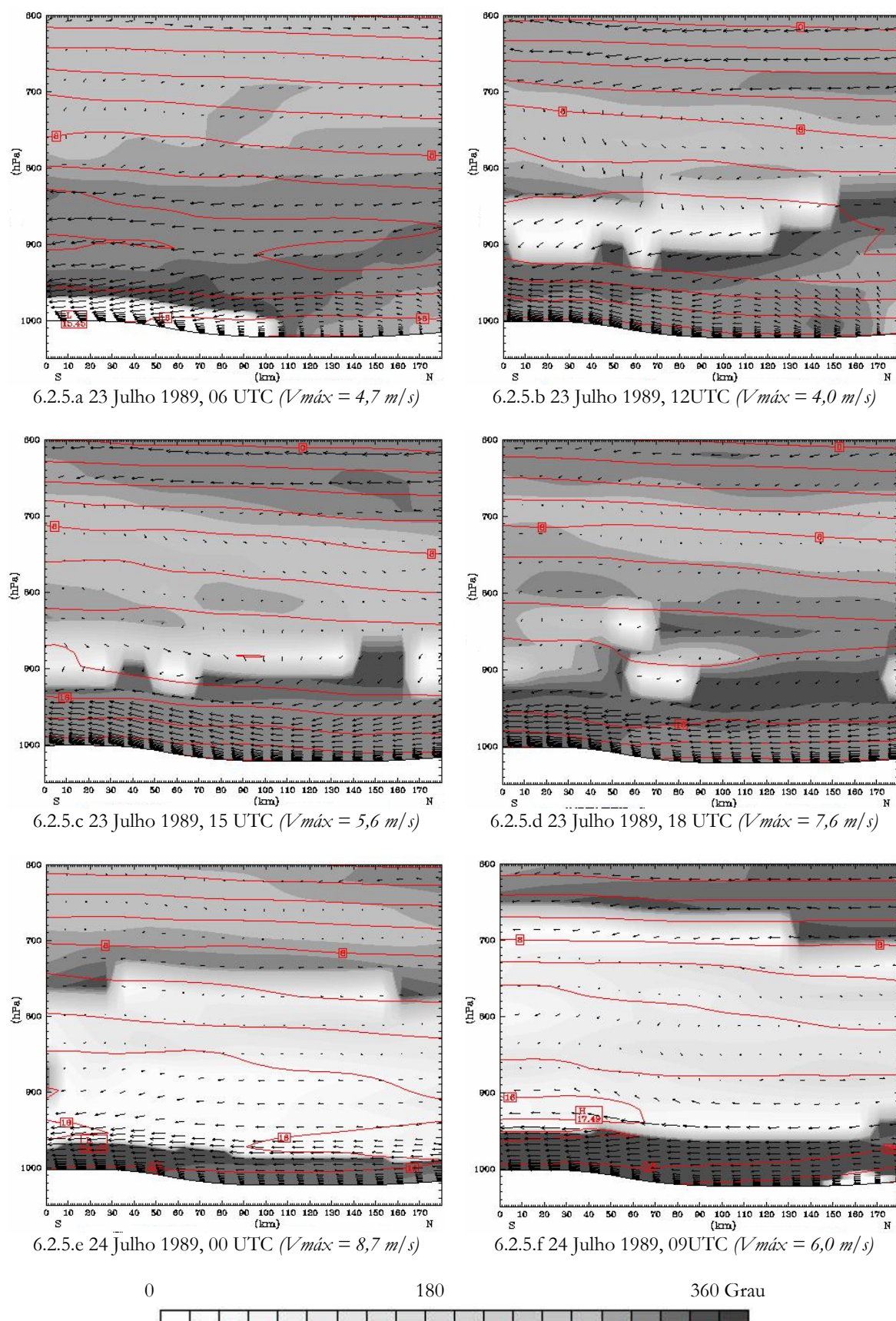


Fig. 6.2.5 Perfis verticais (N-S) do vento e da temperatura do ar simulados com MM5 (23 e 24 de Julho 1989)



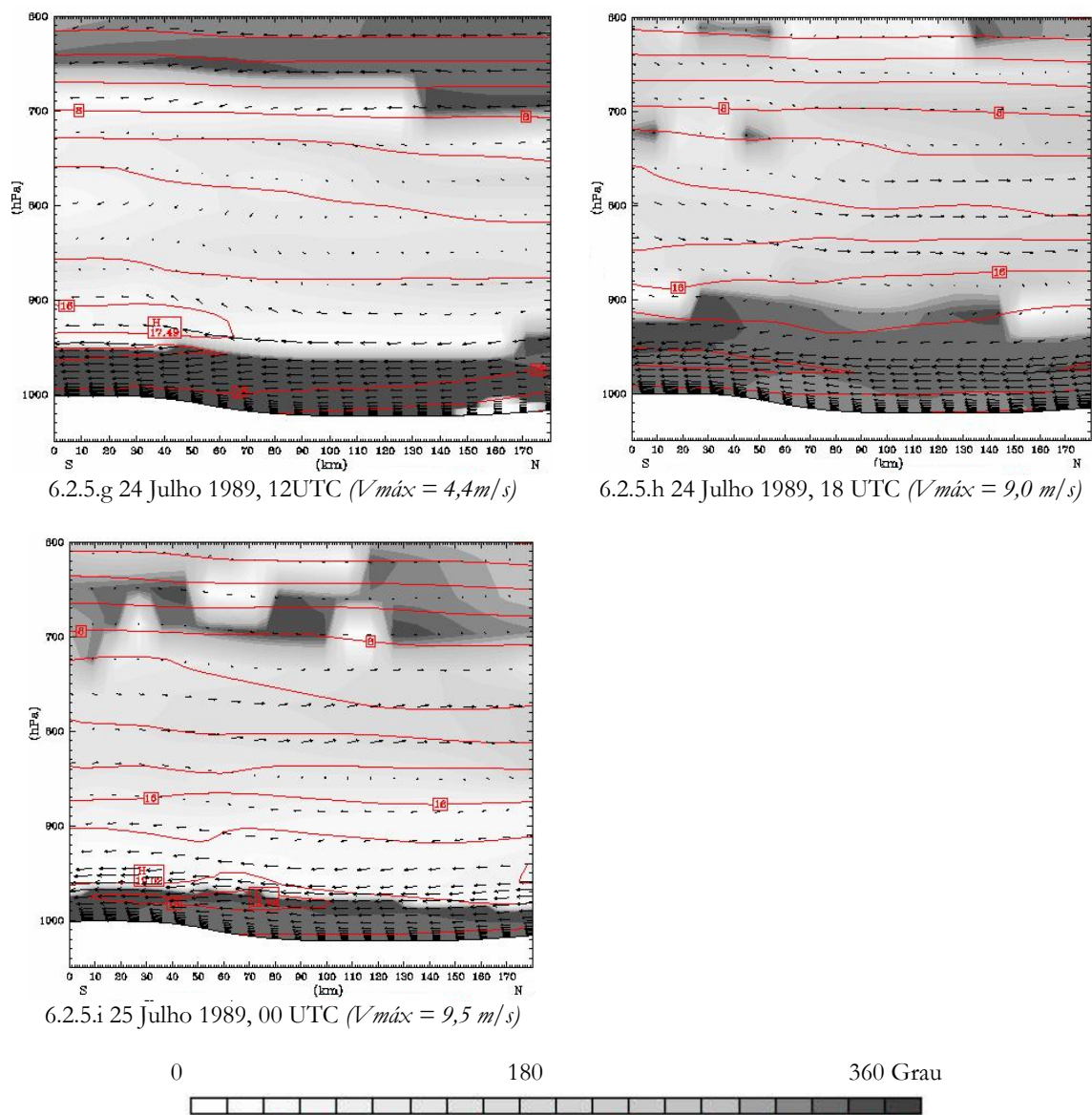


Fig. 6.2.5 Perfis verticais (S-N) do vento e da temperatura do ar simulados com MM5 (24 e 25 de Julho 1989)

## 6.2.2 Resultados das simulações em Sines

### 6.2.2.1 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície em Sines

Os resultados das simulações na parte sul da costa ocidental de Portugal continental que se apresentam são comparados com resultados de observações da campanha em Sines / Cabo e reflectem a maior dificuldade de simulação dos valores da temperatura do ar no limite mar e Terra, como poderá ser verificado pela Fig. 6.2.6. É de referir que o local de observação em Sines se localizava a duas dezenas de metros do mar, junto a uma falésia com 20 a 30 m de altura, aproximadamente. Assim, verifica-se que os valores das temperaturas máximas diárias do ar são simulados com razoável aproximação para os dois primeiros dias, com temperatura do ar à superfície da ordem de 25°C, enquanto os valores mais baixos, durante a madrugada e manhã são subestimados com valores que chegam a atingir diferenças da ordem de 5°C. No entanto, pode reconhecer-se que tanto as horas de ocorrência da temperatura máxima do ar como as horas da temperatura mínima do ar correspondem às horas a que estas são observadas.

Também os valores mínimos da humidade relativa do ar à superfície, representados na Fig. 6.2.7, são significativamente subestimados, mesmo nos primeiros dias de simulação, e chegam a atingir cerca de 40% o que para este exemplo, e como resultado das características muito próprias do local de observação.

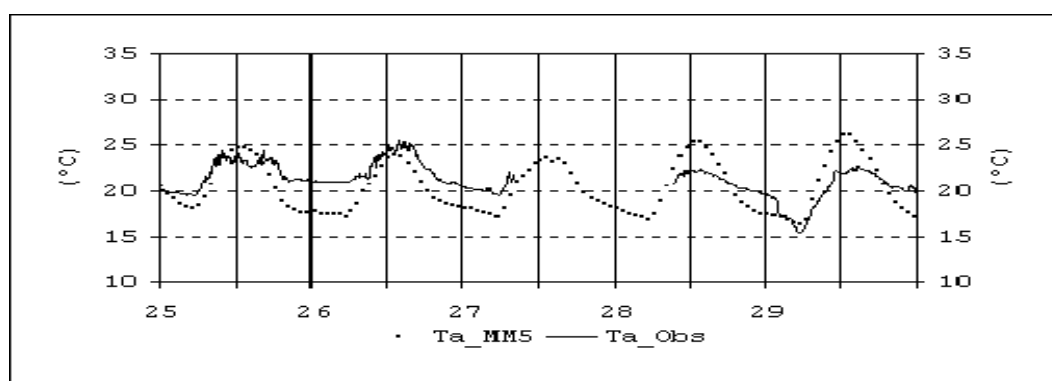


Fig. 6.2.6 Temperatura do ar à superfície observada e simulada com MM5 (Sines/Cabo, 25 – 29 Julho 1990)

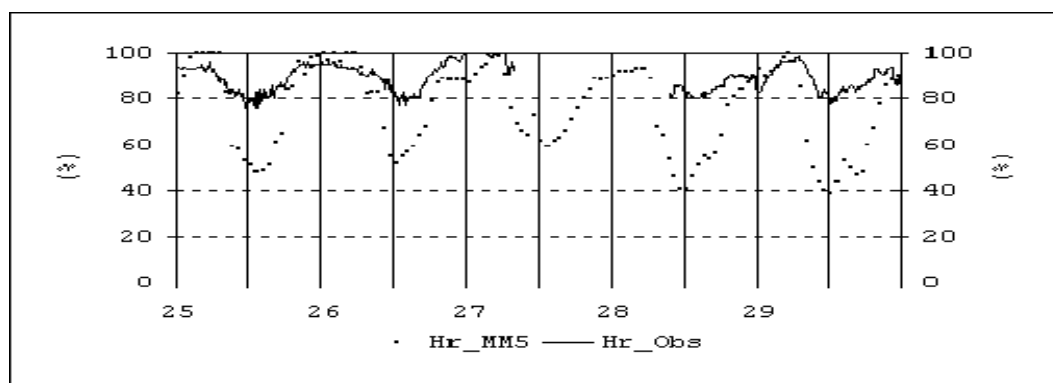


Fig. 6.2.7 Temperatura do ar à superfície observada e simulada com MM5 (Sines/Cabo, 25 – 29 Julho 1990)



Na Fig. 6.2.8, apresentam-se os resultados do rumo do vento à superfície simulados com MM5 e observados em Sines/Cabo, entre os dias 25 e 29 de Julho de 1990. Verifica-se que no dia 25 de Julho, entre as 12 UTC e o dia 26 às 12 UTC o rumo observado foi S, SW e W enquanto que o rumo simulado foi de W e NW, apresentando assim o rumo simulado um desfasamento de cerca de 45° a 90° em relação ao observado. No entanto, as variações dos valores simulados e observados apresentam variações do rumo no mesmo sentido, de sul para norte. No restante período que se apresenta para os valores simulados e observados i.e, a partir do dia 26 às 12 UTC, tanto o rumo à superfície simulado, como observado, apresentam valores muito aproximados, excepto durante a noite do dia 29 de Julho de 1990.

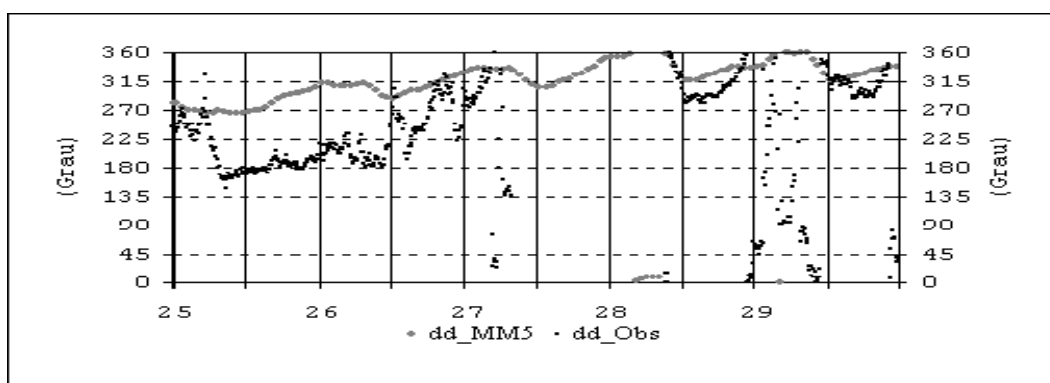


Fig. 6.2.8 – Rumo do vento simulado com MM5 e observado à superfície (Sines/Cabo, 25–29 Julho 1990)

Na Fig. 6.2.9, apresentam-se os valores horários da intensidade do vento simulado com MM5 e observados à superfície. Entre o dia 25 de Julho de 1990 e o dia 27 às 06 UTC a intensidade do vento foi da ordem de 3 m/s e os valores simulados foram em regra superiores em 1 m/s a 2m/s, mas verifica-se que a variação neste período e no que se refere a períodos com os maiores e os menores valores da intensidade do vento são bem simulados.

Verifica-se entre o dia 28 às 12 UTC e o dia 29 ao fim do dia, período em que as intensidades do vento foram superiores, tendo sido registado valores da ordem de 11 m/s no dia 28 ao fim da tarde, que o modelo subestima os valores observados quando superiores a 4 m/s, em cerca de 2 a 3 m/s.

No entanto, a variação ao longo do período diurno e nocturno é no mesmo sentido, o que reflecte a capacidade do modelo em simular as variações que resultam das condições locais, grande proximidade ao mar e as situações sinópticas que influenciam o regime do vento e da temperatura do ar à superfície.

É de referir que durante este período foi registada uma falha no sistema de aquisição de dados da torre meteorológica, entre o dia 27 às 06 UTC e 28 às 23 UTC, mas atendendo aos bons resultados que se têm revelado com o modelo MM5 os valores observados poderão ser inferidos dos resultados do modelo e por comparação com cartas meteorológicas.

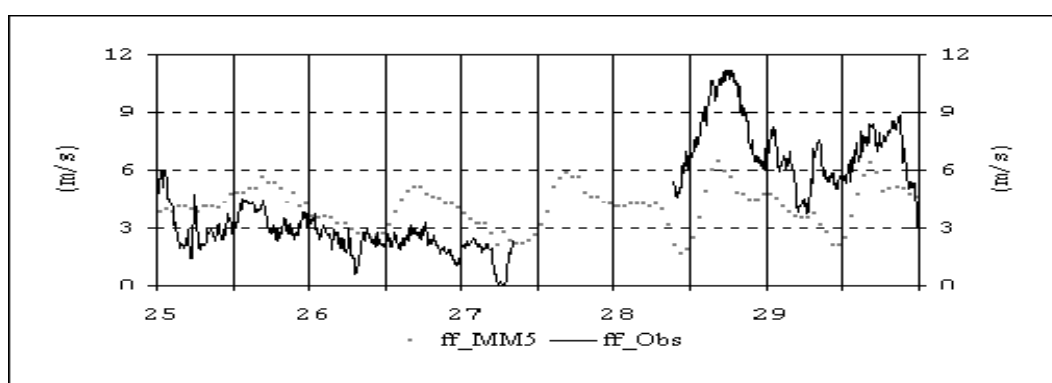


Fig. 6.2.9 – Intensidade do vento simulado com MM5 e observado à superfície (Sines/Cabo, 25–29 Julho 1990)

### 6.2.2.2 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície

Nas Fig.6.2.10.a a 6.2.10.h, apresentam-se os resultados das simulações do campo do vento e da temperatura do ar à superfície para o domínio de simulação 2, i.e. na região que inclui Portugal Continental, Península Ibérica, Norte de África e parte do Atlântico, até à região dos Açores. As figuras referem-se a simulações de 3 em 3 horas, desde as 00 às 21 UTC do dia 27 de Julho de 1990 e no período nocturno.

As figuras referidas anteriormente reflectem, na generalidade, o campo do vento sinóptico observado no território continental, no período de verão em que os ventos em geral são fracos durante a noite de N ou NW inferiores a 2 a 3 m/s, em particular às 00, 03 e 21 UTC, respectivamente.

Às 06 UTC, verifica-se um aumento gradual da intensidade do vento até às 18 UTC para valores máximos da ordem de 5 a 8 m/s e com componente zonal de oeste mais acentuada.

O modelo reflecte, na generalidade, o aumento dos valores da temperatura do ar à superfície, que são da ordem de 15 a 20°C durante a noite até valores superiores a 30°C à tarde, em particular nas regiões a sul do rio Tejo.

São evidenciados nas Fig. 6.2.10.e e 6.2.10.f relativamente às 12 e 15 UTC, que os valores mais baixos da temperatura do ar à superfície são simulados na região da serra da estrela, com valores da ordem de 20°C.

Uma nota clara na interpretação destes resultados que se apresentam nas figuras referidas diz respeito ao campo da temperatura do ar à superfície às 15 UTC em que na faixa costeira relativamente estreita apresenta valores da ordem de 20 a 25°C que resulta da entrada de ar do mar em terra e que não permite, nesta situação, que os valores da temperatura do ar à superfície aumentem regularmente como nas regiões do interior, em particular do sul de Portugal Continental e, às 18 UTC, a massa de ar associada a brisa do mar atinge quase todo o território Continental, o que se verifica pela temperatura do ar à superfície no interior da Península Ibérica onde os valores da temperatura do ar continuam mais elevados do que no território de Portugal Continental.

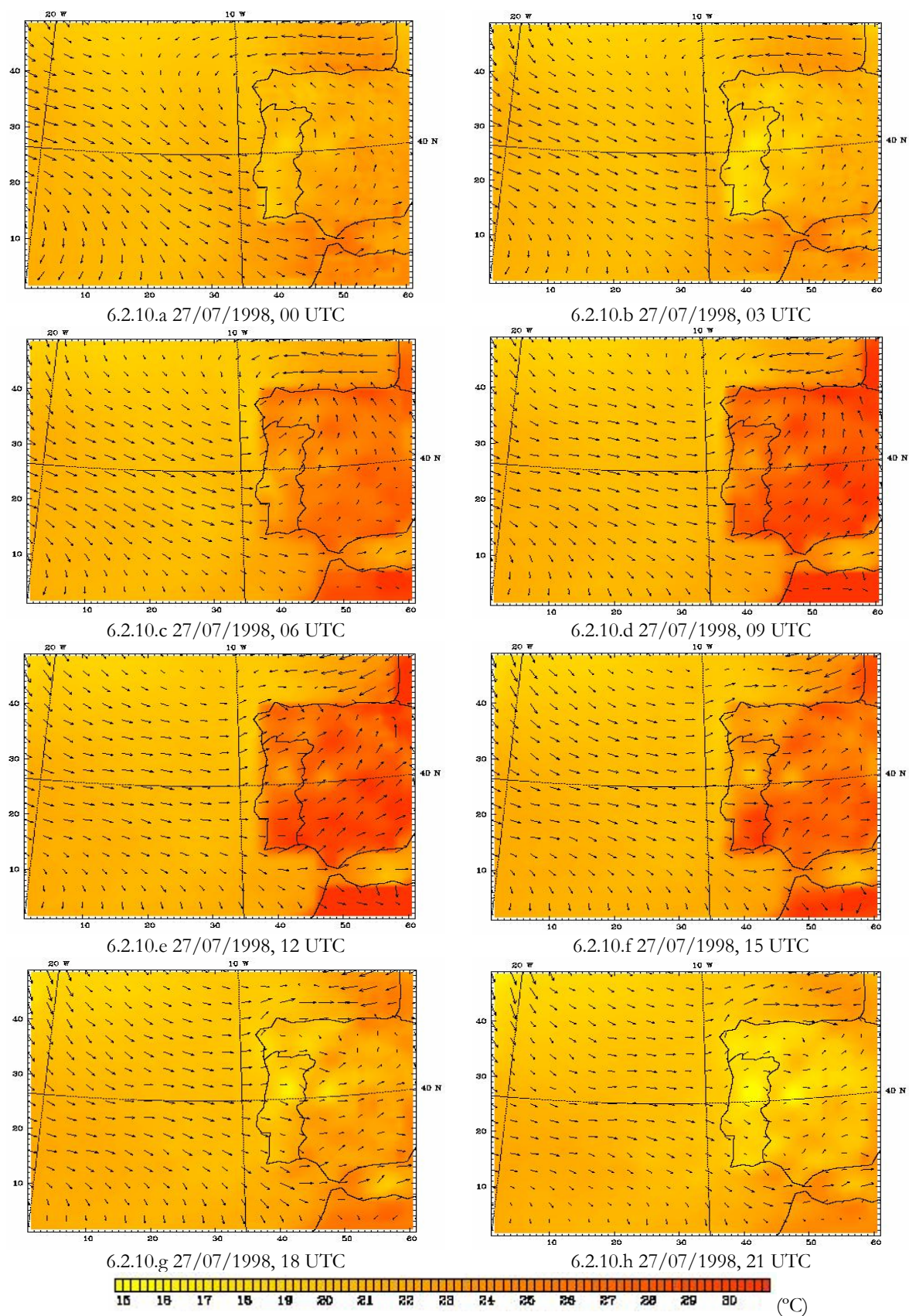


Fig. 6.2.10 Campos do vento e da temperatura do ar à superfície simulados com MM5 (27 de Julho de 1990)



Nas Fig. 6.2.11.a a 6.2.11.d, apresentam-se os resultados do vento e da temperatura do ar à superfície obtidos com o modelo MM5 no dia 27 de Julho de 1990 às 03, 09, 15 e 21 UTC nas quais é visível a intensificação do vento à superfície em toda a parte sul do território continental e onde se reconhecem também os ventos relativamente fracos em toda a mesma região às 03 UTC, assim como as perturbações geradas no campo do vento pela linha de costa na região de Lisboa e a sul de Lisboa em particular até Sines e Cabo de São Vicente.

O modelo reproduz satisfatoriamente o campo da temperatura do ar à superfície, para este tipo de situação sinóptica registada, com valores em geral inferiores à temperatura da água do mar às 03 UTC, valores da ordem de 15 a 20°C e durante o dia valores da ordem de 30°C em terra e 18 a 20°C no mar.

De notar que na costa sul de Portugal Continental o efeito de brisa do mar simulado é pouco significativo podendo registar-se numa faixa de uma ou duas dezenas de quilómetros, reconhecendo-se que os ventos de N e NW que se fazem sentir nesta região do sul de Portugal Continental e nesta época do ano são suficientemente fortes e que se sobrepõem à brisa do mar na costa sul de Portugal Continental e que por isso, será menos intensa.

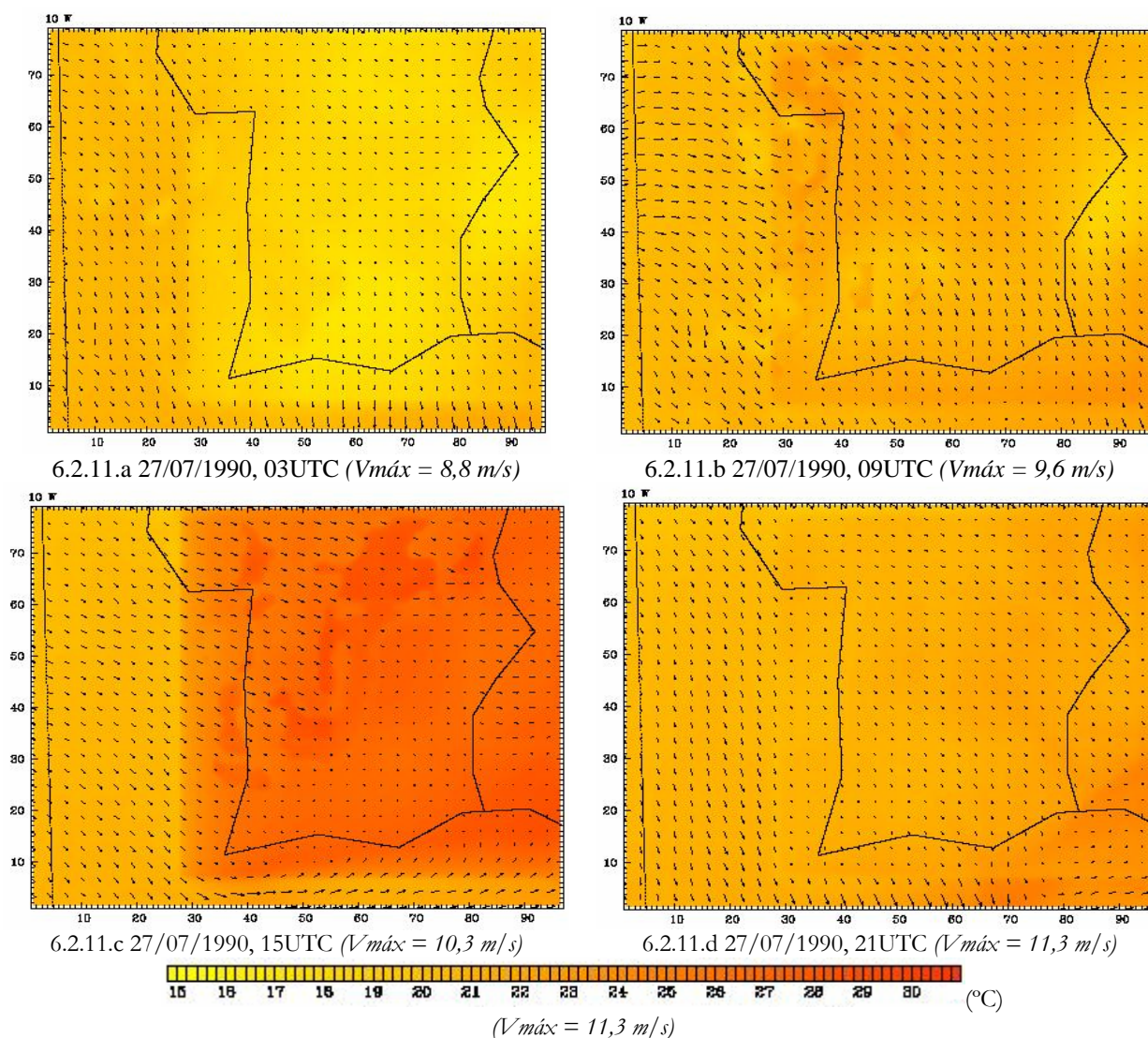


Fig. 6.2.11 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície simulados com MM5 (27 de Julho de 1990)

### 6.2.2.3 Perfis verticais N-S do vento e da temperatura do ar à longitude de Sines

Nas Fig. 6.2.12.a a 6.2.12.h, apresentam-se perfis verticais do vento e da temperatura do ar à latitude de Sines, desde a superfície até 600 hPa (3800 m), de 3 em 3 horas, das 00 UTC até às 21 UTC. Nas figuras referidas, Sines localiza-se aproximadamente ao quilómetro 30. As figuras mostram a pequena elevação do relevo nesta região sul de Portugal Continental que não ultrapassa valores de 200 m e no extremo leste da região as maiores elevações são da ordem de 500 m e correspondem à parte sul da serra da Adiça.

O campo do vento em altitude apresenta-se com variação regular ao longo do dia, com ventos às 03, 06 e 09 UTC à superfície de W, NW e N relativamente fracos apresentando valores máximos a cerca de 400 m de altitude com valores da ordem de 5 m/s. É de realçar as variações do rumo do vento no limite mar-terra onde os ventos apresentam rotação de N e NW para rumos de W e SW até cerca de 900 hPa (1000 m) e ventos com intensidades em geral fracos ou muito fracos em toda a região do Alentejo. Às 12 UTC, a partir dos 80 km e dos 100 km a partir das 15 UTC, em toda a extensão horizontal a partir das 18 UTC.

A perturbação que se regista, a partir das 06 UTC, junto à linha de costa às 06 UTC, e que se reflectem até 500 a 800 m aumenta na horizontal, aproximadamente, 10 km, às 09 UTC 50 km e às 12 UTC com uma extensão na vertical de 2000m aproximadamente e 140km ao final da tarde, cerca das 18 UTC.

Esta perturbação no rumo e na intensidade do vento mostra que o efeito influente do mar se faz sentir, nas regiões do sul, até quase ao limite do território continental, como uma frente de brisa que se desloca a cerca de 15 a 20 km/h.

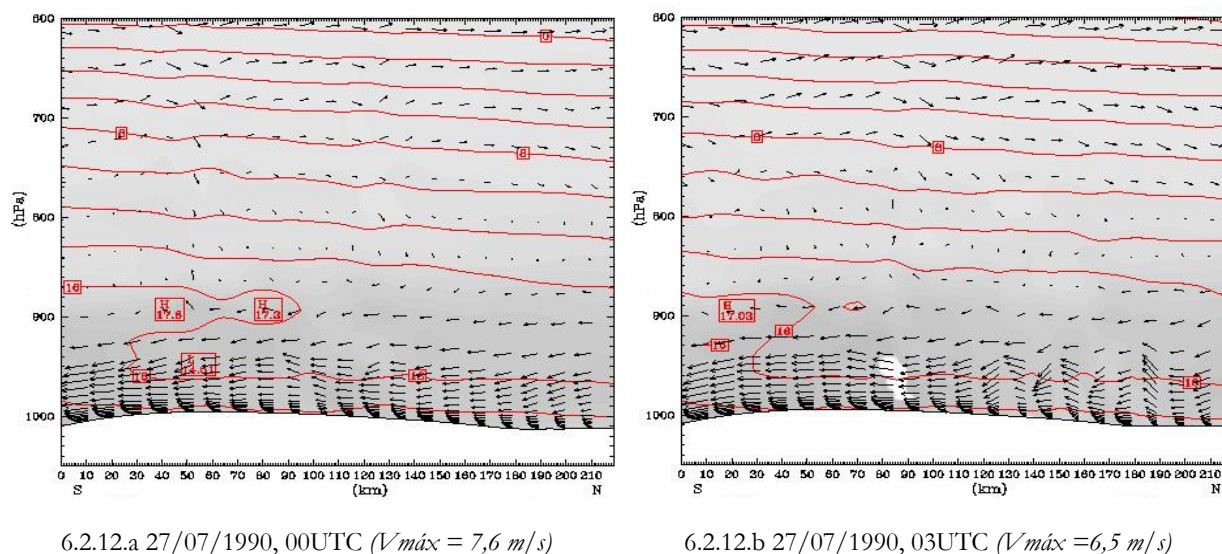


Fig. 6.2.12 Cortes verticais N-S do vento e da temperatura do ar, à longitude de Sines, desde a superfície até 600 hPa



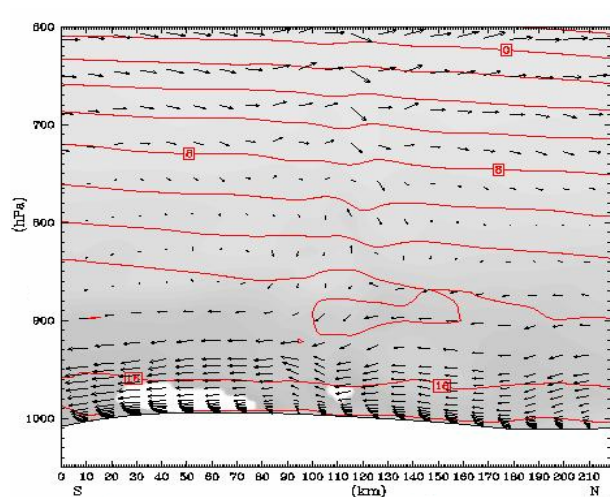
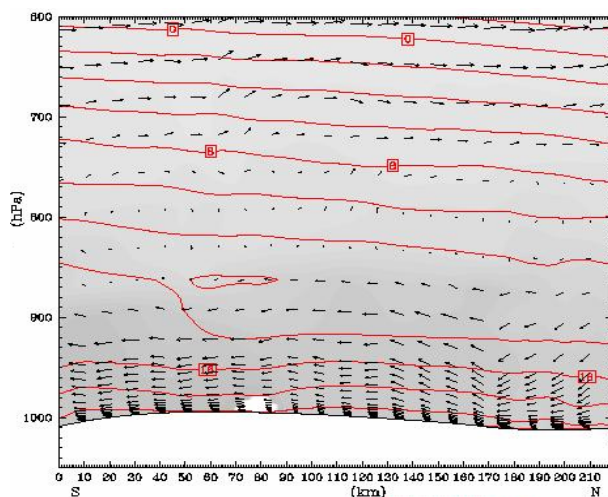
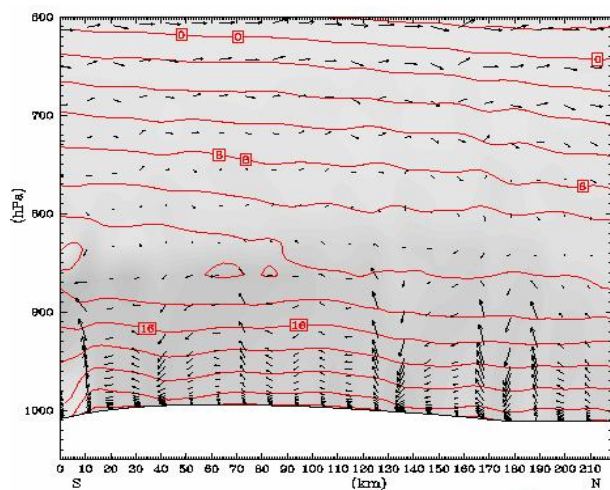
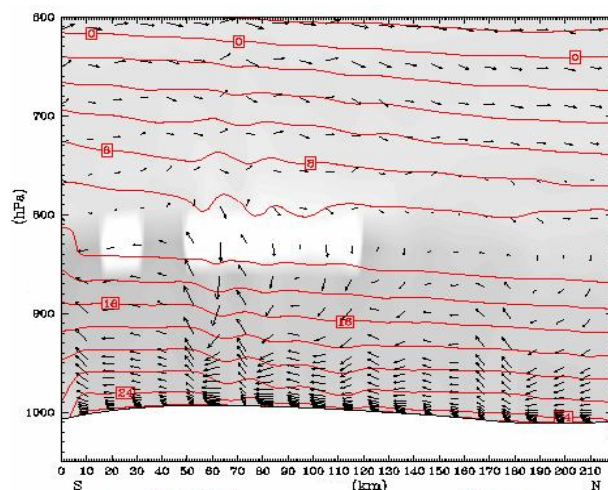
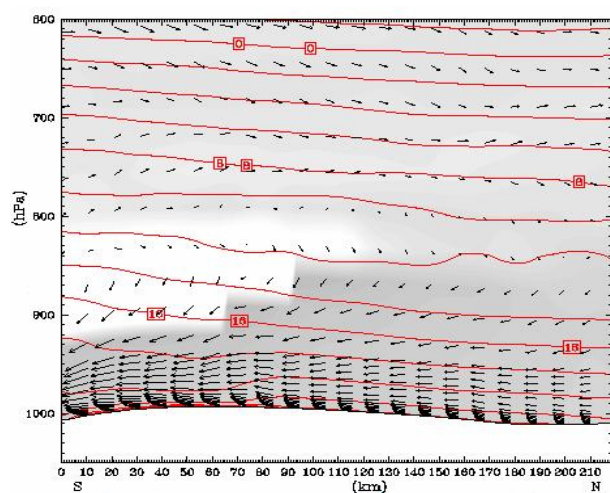
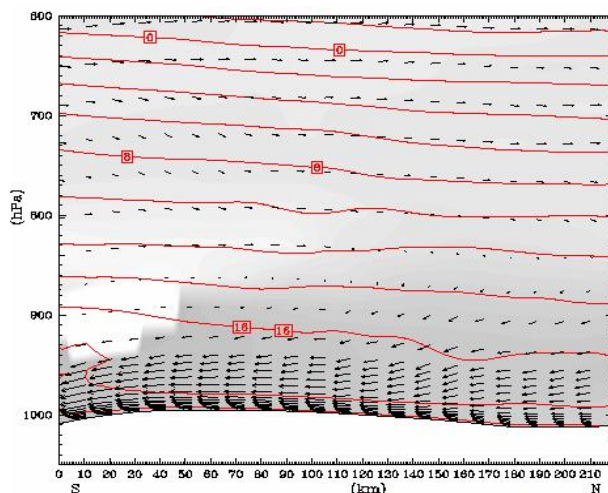
6.2.12.c 27/07/1990, 06UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,5 \text{ m/s}$ )6.2.12.d 27/07/1990, 09UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,5 \text{ m/s}$ )6.2.12 (e) - 27/07/1990, 12UTC ( $V_{\text{máx}} = 6,3 \text{ m/s}$ )6.2.12 (f) - 27/07/1990, 15UTC ( $V_{\text{máx}} = 5,8 \text{ m/s}$ )6.2.12.g 27/07/1990, 18 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,3 \text{ m/s}$ )6.2.12.h 27/07/1990, 21UTC ( $V_{\text{máx}} = 11,3 \text{ m/s}$ )

Fig. 6.2.12(cont.) Cortes verticais N-S do vento e da temperatura do ar, à longitude de Sines, desde a sup. até 600 hPa

Às 00 UTC com temperaturas da água do mar à superfície da ordem de 18°C verifica-se que as temperaturas simuladas junto à linha de costa e na faixa costeira são da ordem de 16°C a 18°C até cerca de 300 m de altura, o que corresponde a um gradiente vertical da temperatura do ar de -0,7°C/100 m e uma ligeira inversão da temperatura do ar, ou com temperatura constante, ao longo da linha de costa entre os 300 m, aproximadamente, e os 800 m na parte sul da região simulada e na parte norte a espessura com inversão da temperatura do ar também muito ligeira ou quase isotérmica, mas numa camada com maior espessura.

Às 03 UTC, verifica-se que o gradiente vertical da temperatura do ar a norte de Sines e até à região da Figueira da Foz, aproximadamente, os gradientes verticais da temperatura do ar são da mesma ordem de grandeza na camada até aos 400 m aproximadamente, com temperatura do ar quase constante até cerca de 1500 m; na região a sul de Sines é simulada inversão da temperatura do ar a cerca de 600 a 800 m com gradientes verticais de 1 a 2°C/100 m.

Às 06 UTC, verifica-se que continuam a ser simulados gradientes verticais da temperatura do ar que variaram entre a região de Sines ou sul de Sines -3 a -4°C/km na região norte (Figueira da Foz aproximadamente).

Às 09 UTC os gradientes da temperatura do ar simulados em quase toda a faixa costeira são da ordem de 4 a 5°C/km até aos 500 m aproximadamente em toda a faixa costeira, mas é de destacar uma diferença significativa na estrutura térmica na região de Sines e em particular a sul da região de Lisboa (km 80); a sul verificam-se gradientes entre os 500 e 1500 m da ordem de -2°C/km, enquanto a norte o gradiente da temperatura do ar é da ordem de -4°C/km.

Às 12 UTC e em toda a faixa costeira a sul de Sines até à região de Figueira da Foz destaca-se a uniformidade existente em toda a faixa costeira com gradientes da ordem do gradiente adiabático seco até aos 900 hPa (1000 m aproximadamente) embora se verifique que na região sul de Sines o gradiente nesta camada seja inferior, da ordem de -6 a -8°C/km.

Os resultados das simulações das 15 UTC relativamente à estrutura térmica verifica-se alguma semelhança em comparação com as 12 UTC, embora se verifique que à superfície são simulados valores da ordem de 26°C e nas camadas adjacentes e aos mesmos níveis os valores da temperatura do ar sejam ligeiramente superiores.

Às 18 UTC e até às 21UTC verifica-se a simulação na diminuição do gradiente vertical da temperatura do ar para valores da ordem dos -4 a -5°C/km na faixa costeira.

No conjunto das figuras anteriores verifica-se que nas camadas superiores, acima da camada limite atmosférica que o campo vertical da temperatura nesta faixa costeira é da mesma ordem de grandeza entre os 850 hPa (1500 m) e os 600 hPa (4000 m aproximadamente) com gradiente vertical da ordem de -8°C/km.

#### **6.2.2.4 Perfis verticais E-W do vento e da temperatura do ar à latitude de Sines**

Nos perfis W-E, que se apresentam nas Fig. 6.2.13.a a 6.2.13.h, verifica-se que são simulados à superfície valores da temperatura do ar que variam entre 20°C no extremo oeste na região costeira oceânica oeste e valores inferiores a 16°C no extremo leste, na zona costeira os valores simulados são ligeiramente superiores aos da temperatura da água do mar mas é

---

notório para o tipo de situação meteorológica registada o maior arrefecimento que é simulado nas regiões com maior continentalidade.

Os gradientes verticais da temperatura do ar na região costeira são da ordem de  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$  na camada da atmosfera até cerca de 500 m e de  $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  entre os 500 e os 1500 m (850 hPa). Nas regiões com maior continentalidade os gradientes verticais da temperatura do ar variam entre  $-2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  e  $-4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

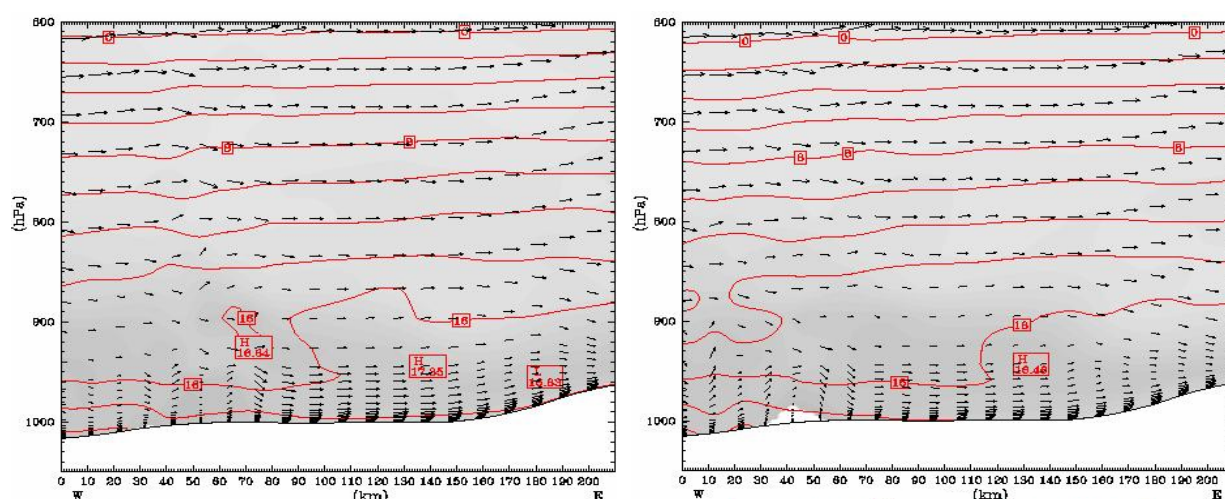
Às 03 UTC, verifica-se, desde a região costeira até cerca de 120 km, gradientes verticais da temperatura do ar que variam entre  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$  e  $-4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , destacando-se a variação no gradiente da temperatura do ar entre os 120 km e o limite E simulado que diminui para valores da ordem de  $-2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , o que em princípio poderá definir a distância até à qual se faz sentir significativamente o efeito da brisa do mar com entrada de ar mais fresco até cerca de 100 km em terra.

Às 06 UTC, os resultados das simulações da estrutura térmica é relativamente complexa, com gradientes verticais da ordem de  $-6^{\circ}\text{C}/\text{km}$  na faixa costeira até cerca de 1000 m nas regiões mais interiores  $-4^{\circ}\text{C}/\text{km}$  até cerca de 500 a 1500 m de altitude; nas regiões mais interiores são simuladas temperaturas do ar praticamente constantes até cerca de 1000 m e a partir destes níveis aproximadamente valores da ordem do gradiente adiabático seco.

Às 09 UTC, o gradiente vertical da temperatura do ar nos primeiros 500 m e quase até ao limite horizontal simulado é da ordem de  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , notando-se uma diferença apreciável aos 100 km com valores da ordem de  $-2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

Às 12 e 15 UTC é notória a diferença das temperaturas do ar em altitude que variam junto à linha de costa e na camada superficial valores da ordem dos  $20^{\circ}\text{C}$  e que na região dos 90 km esse valor é registado a cerca de 500 a 600 m de altitude e que se mantém aproximadamente até ao limite da área simulada, o que indicará que o efeito da brisa do mar nesta região se fará sentir, aproximadamente, até 500 a 800 m de altura.

Nas sondagens das 18 e 21 UTC, verifica-se que os gradientes verticais da temperatura do ar na região costeira variam entre  $-4$  a  $-6^{\circ}\text{C}/\text{km}$  para valores da ordem de  $-10^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (gradientes super-adiabáticos), nas regiões com maior continentalidade.



6.2.13.a 27/07/1990, 00 UTC ( $V_{\text{máx}} = 10,4 \text{ m/s}$ )

6.2.13.b 27/07/1990, 03 UTC ( $V_{\text{máx}} = 10,1 \text{ m/s}$ )

Fig. 6.2.13 – Perfis verticais E-W do vento e da temperatura do ar, à latitude de Sines, desde a superfície até 600 hPa



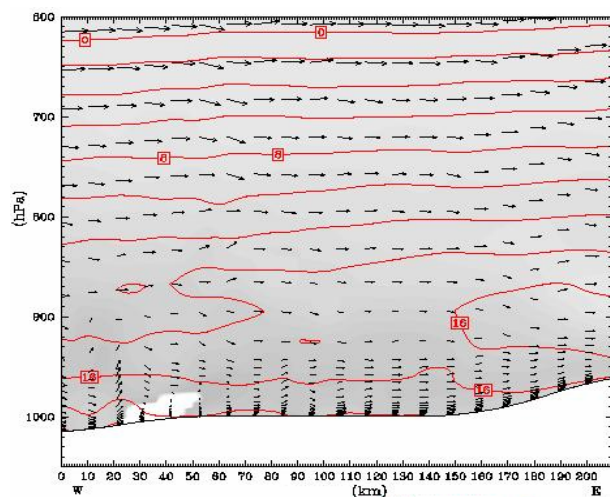
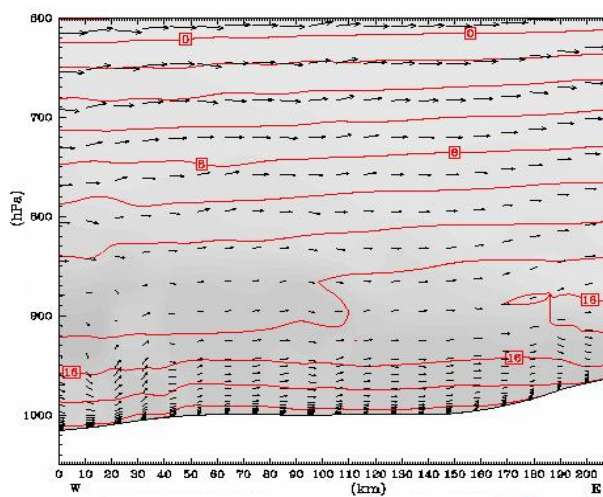
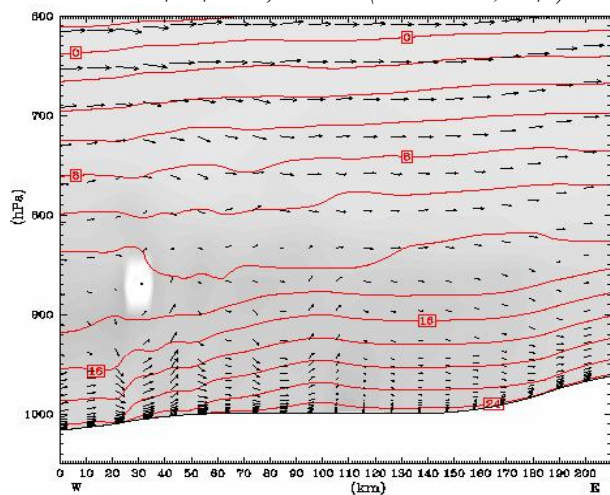
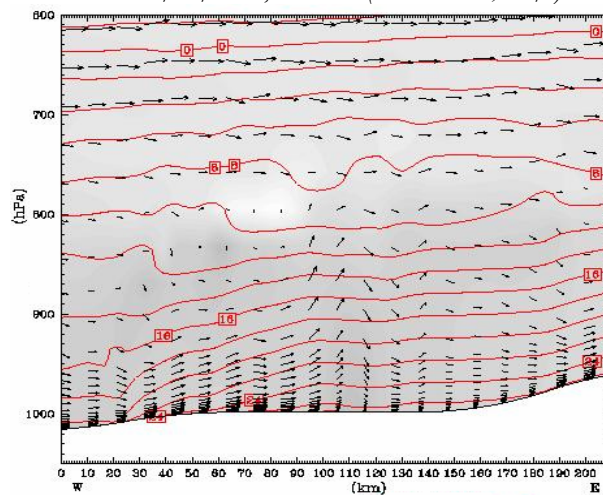
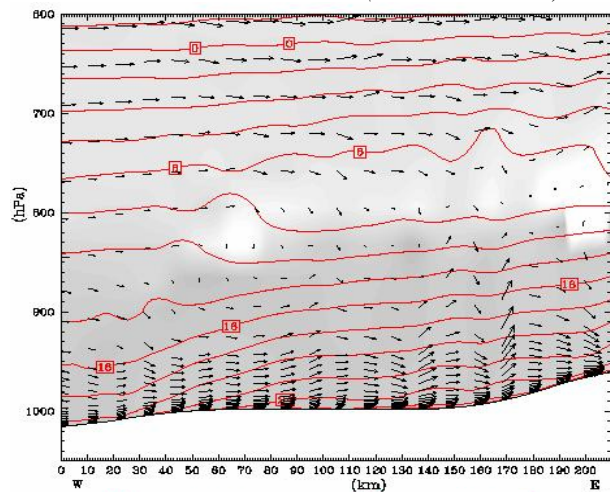
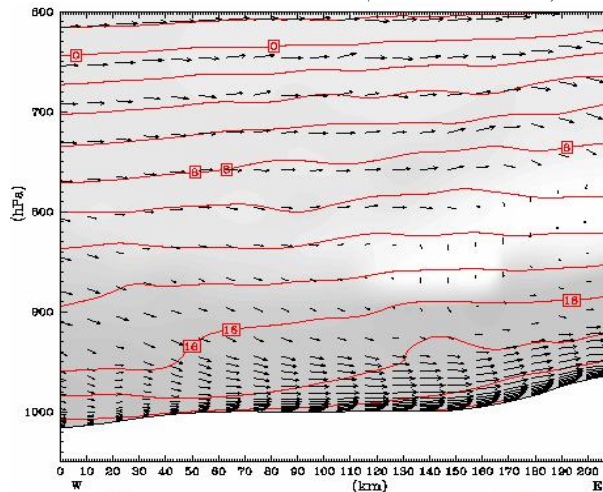
6.2.13.c 27/07/1990, 06 UTC ( $V_{\text{máx}} = 10,6 \text{ m/s}$ )6.2.13.d 27/07/1990, 09 UTC ( $V_{\text{máx}} = 10,5 \text{ m/s}$ )6.2.13.e 27/07/1990, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 11,2 \text{ m/s}$ )6.2.13.f 27/07/1990, 15 UTC ( $V_{\text{máx}} = 10,7 \text{ m/s}$ )6.2.13.g 27/07/1990, 18 UTC ( $V_{\text{máx}} = 9,9 \text{ m/s}$ )6.2.13.h 27/07/1990, 21 UTC ( $V_{\text{máx}} = 9,1 \text{ m/s}$ )

Fig. 6.2.13 Perfis verticais E-W do vento e da temperatura do ar, à latitude de Sines, desde a superfície até 600 hPa

### 6.3 Resultados das simulações na Tapada do Outeiro / Gondomar

A campanha meteorológica na Tapada do Outeiro/Gondomar realizou-se entre 29 de Outubro e 16 de Novembro de 1990 e o período seleccionado para simulações com o modelo MM5 correspondente ao período de 11 a 15 de Novembro de 1990. Deve salientar-se que neste período, em plena época de Outono, as temperaturas mínimas do ar são mais baixas e, regra geral, as amplitudes da temperatura do ar à superfície menores.

#### 6.3.1 Temperatura e humidade relativa do ar à superfície

Os valores observados e os resultados simulados da temperatura do ar à superfície com o modelo MM5 e representados na Fig. 6.3.1, para o período 11 a 15 de Novembro de 1990, mostram a boa concordância, tanto no que diz respeito à temperatura mínima como à temperatura máxima do ar sendo sempre os valores da temperatura máxima subestimados em 2 a 3°C enquanto que os valores da temperatura mínima diária do ar são em regra muito próximos ou ligeiramente sobrestimados 2 a 3°C, em particular nos dias 13 e 15 de Novembro de 1990.

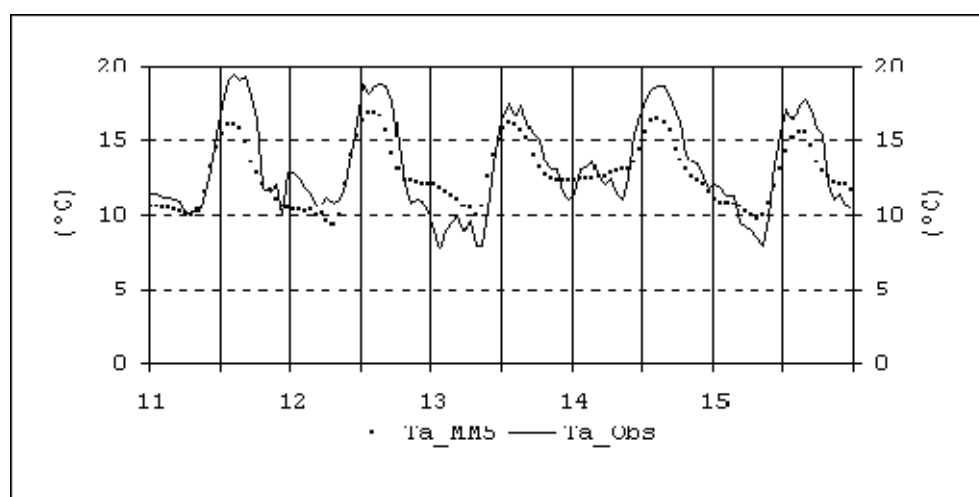


Fig. 6.3.1 Temperatura do ar à superfície observada e simulada com MM5  
(Tapada do Outeiro / Gondomar, 11 – 15/11/1990)

Relativamente à temperatura do ar à superfície, verifica-se que os efeitos locais específicos do local de observação, encaixado no vale do rio Douro, não são simulados com o detalhe que é realçado nos valores observados no que se refere ao aumento da temperatura do ar em 2 a 3°C durante a noite, entre as 23 e 05 UTC, seguido de arrefecimento e que resulta da ocorrência da brisa de terra que sopra de E ou SE durante a noite e o princípio da manhã nos meses mais frios particularmente na faixa costeira a norte do Mondego, associado a valores de temperatura do ar mais baixos das regiões interiores, em relação à temperatura da água do mar, que nesta época do ano é da ordem de 14°C.

A humidade relativa do ar à superfície é simulada com grande aproximação como se poderá verificar através dos resultados que se apresentam na Fig. 6.3.2, tanto para os valores mais altos como para os valores mais baixos sendo a diferença máxima da ordem de 10 a 15%, durante os 5 dias simulados. Reconhece-se pelos resultados simulados que as horas de ocorrência das temperaturas mínimas e máximas do ar são particularmente bem simuladas para todo o período de simulação seleccionado.

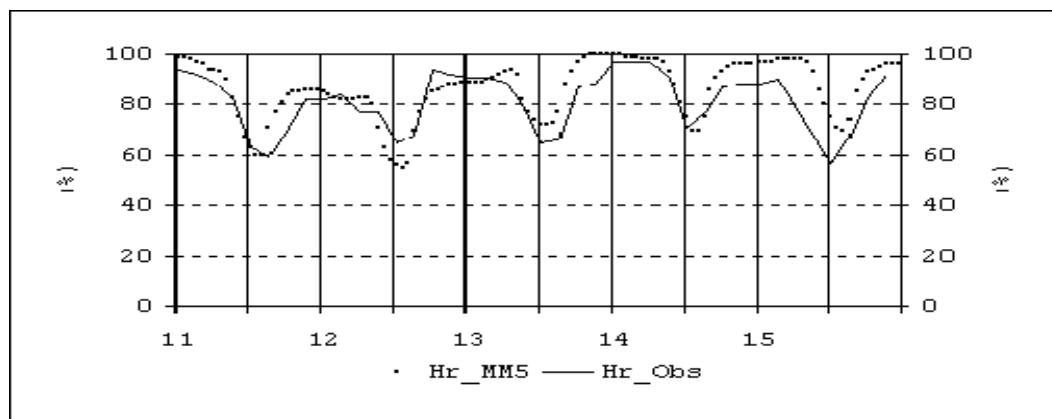


Fig. 6.3.2 Humidade relativa do ar à superfície observada e simulada com MM5  
(Tapada do Outeiro / Gondomar, 11 – 15/11/1990)

### 6.3.2 Vento à superfície

Os resultados do rumo e da intensidade do vento simulados com o modelo MM5 e observados, entre os dias 11 e 15 de Novembro de 1990, apresentam-se nas Fig. 6.3.3 e 6.3.4, respectivamente.

Verifica-se que os valores da intensidade do vento são em geral bem simulados, com excepção para os valores da intensidade do vento muito fracos, em regra para valores inferiores a 1 m/s. É de destacar que, de um modo geral, os valores da intensidade do vento são correctamente simulados em todo o período seleccionado e reproduzem também as variações típicas diárias e horárias dos valores observados com excepção do dia 15 de Novembro de 1990, entre as 00 e as 12 UTC e que correspondem a ventos resultantes de situações de calmaria.

Na Fig. 6.3.5, apresentam-se os resultados das componentes  $u$  (componente zonal) e  $v$  (componente meridional) do vento à superfície simuladas com MM5 e observadas. Nestes resultados, é possível verificar que diariamente é registada, no período considerado, uma componente  $u$  positiva a partir das 12 UTC e mesmo às 11 UTC, relativamente fraca em geral inferior a 3 m/s e que corresponderá nesta região norte ao efeito de brisa do mar que, mesmo nesta época do ano, embora muito pouco intensa e de curta duração se poderá fazer sentir à superfície. É de referir também que, neste período considerado, a temperatura da água do mar nesta região norte era de 14°C aproximadamente e a temperatura do solo era da ordem de 30°C, o que corresponde a diferenças de temperatura significativas que dão origem à formação e intensificação da brisa do mar, a qual se faz sentir essencialmente na região do vale do rio Douro, com orientação oeste - leste.

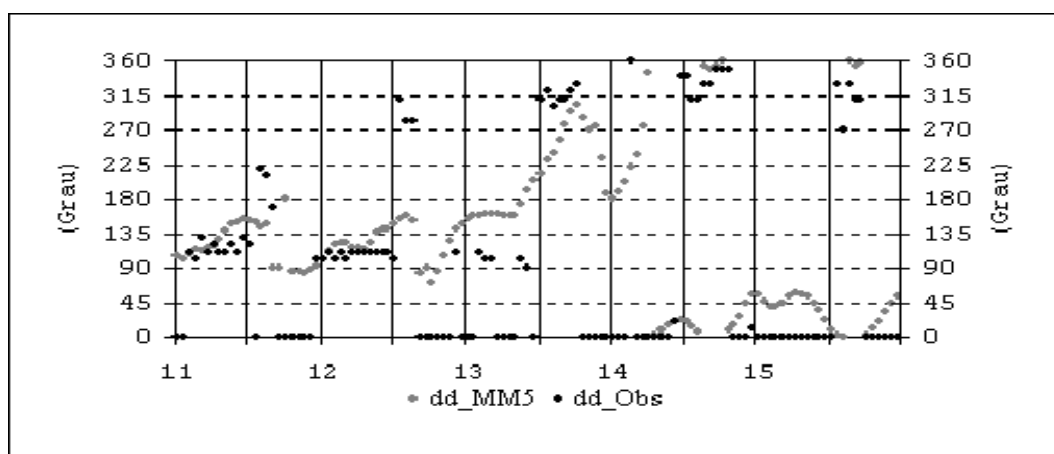


Fig. 6.3.3 Componentes u e v do vento à superfície observadas e simuladas com MM5  
(Tapada do Outeiro / Gondomar, 11 – 15/11/1990)

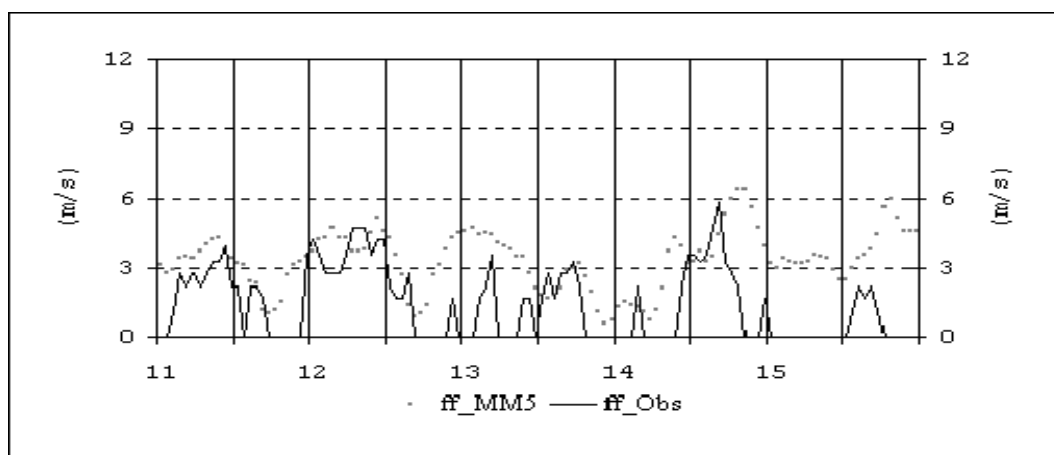


Fig. 6.3.4 Rumo do vento à superfície observado e simulado com MM5  
(Tapada do Outeiro / Gondomar, 11 – 15/11/1990)

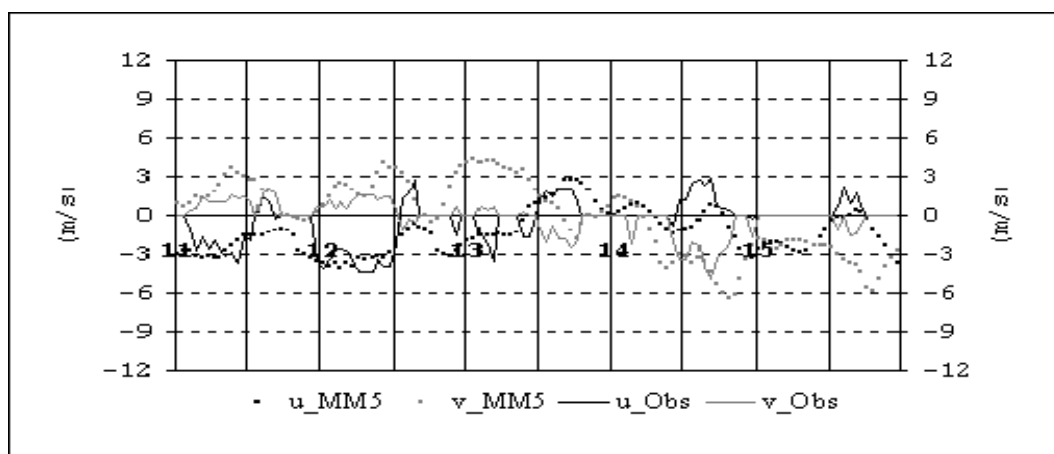


Fig. 6.3.5 Intensidade do vento à superfície observada e simulada com MM5  
(Tapada do Outeiro / Gondomar, 11 – 15/11/1990)

### 6.3.3 Perfis verticais da temperatura do ar

Nas Fig. 6.3.6.a a 6.3.6.g, apresentam-se os resultados das simulações dos perfis verticais da temperatura do ar simulados com MM5 e observados, de 3 em 3 horas para o dia 14 de Novembro de 1990. Numa primeira análise verifica-se que os resultados simulados são muito aceitáveis, tanto no que diz respeito aos valores da temperatura aos diferentes níveis, como aos gradientes verticais da temperatura do ar reflectindo com perfeição as inversões da temperatura do ar com base à superfície e também em altitude, embora aqui com menor evidência. As maiores diferenças nos resultados simulados e observados verificam-se nas sondagens das 00 UTC, nas quais os valores simulados são inferiores, entre 3 e 6°C no topo da inversão da temperatura do ar com a base à superfície.

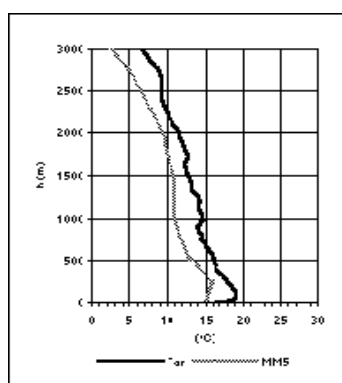


Fig. 6.3.3.a Tapada do Outeiro  
14/11/1990 (00 UTC)

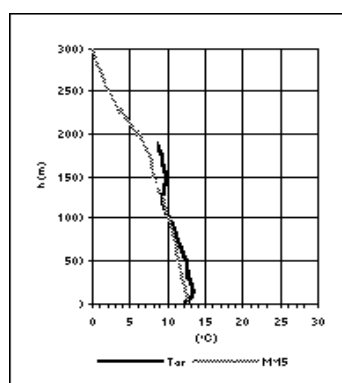


Fig. 6.3.3.a Tapada do Outeiro  
14/11/1990 (03 UTC)

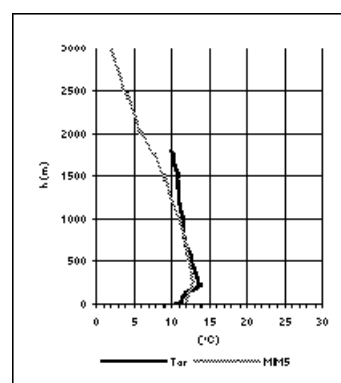


Fig. 6.3.3.a Tapada do Outeiro  
14/11/1990 (06 UTC)

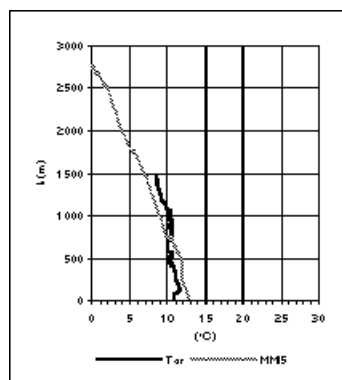


Fig. 6.3.3.a Tapada do Outeiro  
14/11/1990 (09 UTC)

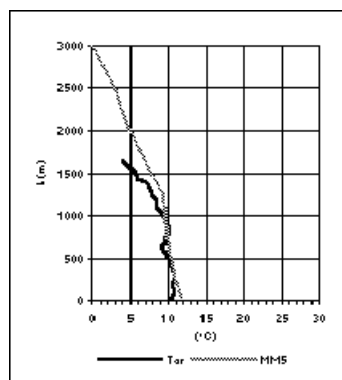


Fig. 6.3.3.a Tapada do Outeiro  
14/11/1990 (12 UTC)

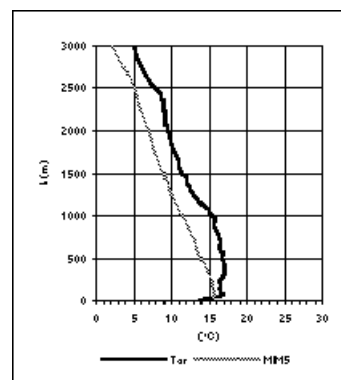


Fig. 6.3.3.a Tapada do Outeiro  
14/11/1990 (15 UTC)

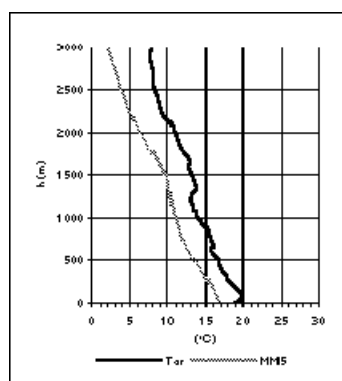


Fig. 6.3.3.g Tapada do Outeiro  
14/11/1990 (18 UTC)

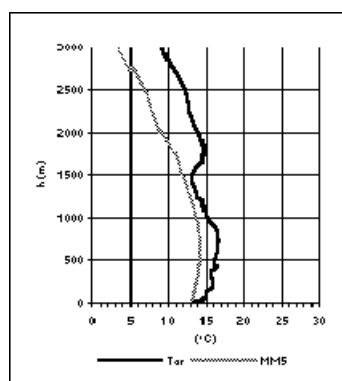


Fig. 6.3.3.h Tapada do Outeiro  
14/11/1990 (21 UTC)

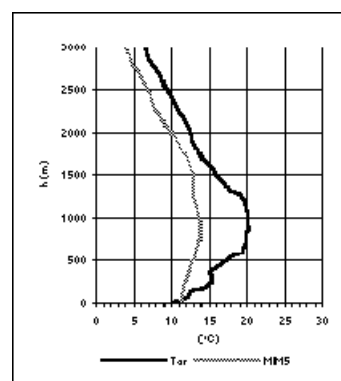


Fig. 6.3.3.i Tapada do Outeiro  
15/11/1990 (00 UTC)

Fig. 6.3.6 Perfis verticais da temperatura do ar na Tapada do Outeiro / Gondomar (14 - 15/11/1990)



### 6.3.4 Campos do vento e da temperatura do ar à superfície

Nas Fig. 6.3.7.a e 6.3.7.b, apresentam-se as cartas meteorológicas de superfície das 12 UTC dos dias 14 e 15 de Novembro de 1990, respectivamente. Neste dia, Portugal Continental esteve sob a influência do anticiclone dos Açores e que no dia 14 se estendia por toda a Península Ibérica, tendo dado origem a ventos de N fracos, com valores máximos da ordem de 5 m/s na zona costeira oeste da região norte de Portugal Continental. No dia 15 de Novembro, com a deslocação do anticiclone dos Açores para nordeste, deu origem a ventos à superfície de N e NE mais fracos, da ordem de 3 a 5 m/s.

Nas Fig. 6.3.8.a e 6.3.8.b apresentam-se as simulações dos campos da temperatura do ar e do vento à superfície com o modelo MM5 relativas ao domínio 2. Reconhece-se que o campo do vento simulado está em concordância com as cartas de análise meteorológicas das 12 UTC dos dias 14 e 15 de Novembro de 1990. Embora não seja muito evidente o vento, em particular na região norte, apresenta rotação de N para NE, do dia 14 às 12 UTC para o dia seguinte à mesma hora.

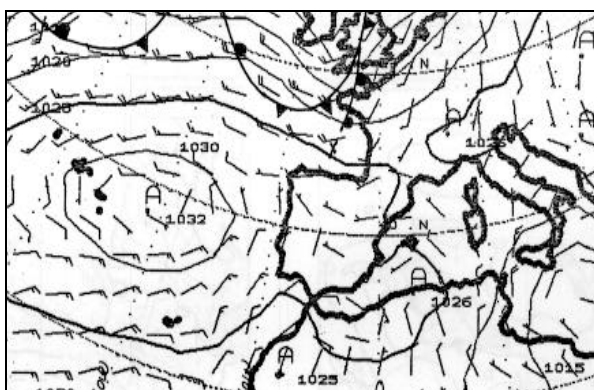


Fig. 6.3.7.a 14 /11/1990 às 12 UTC

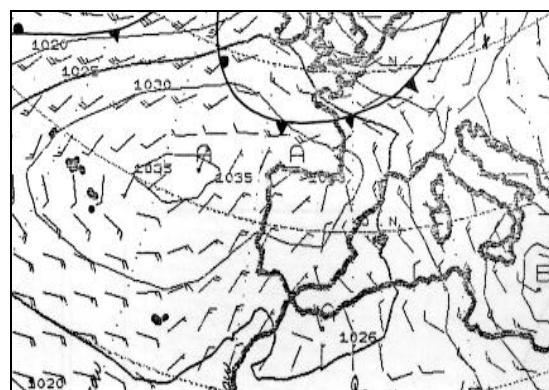


Fig. 6.3.7.b 15 /11/1990 às 12 UTC

Fig. 6.3.7 Cartas meteorológicas de superfície

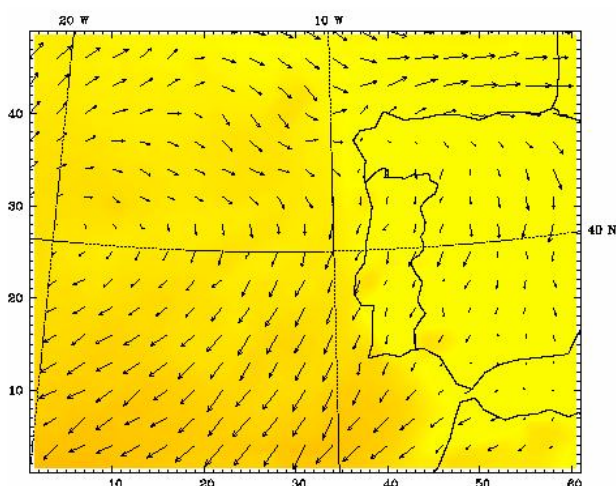


Fig. 6.3.8.a 14/11/1990 às 12 UTC

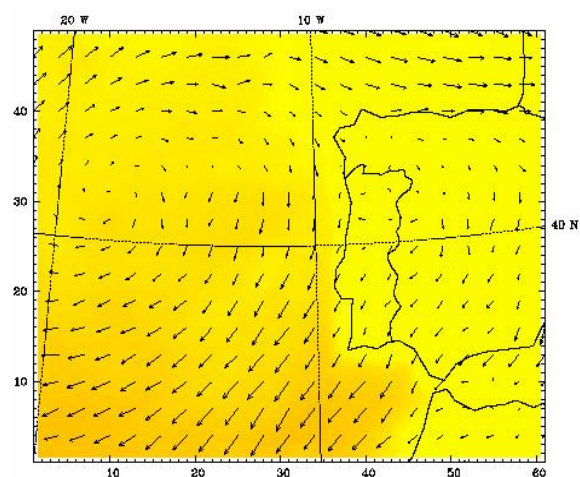


Fig. 6.3.8.b 15/11/1990 às 00 UTC

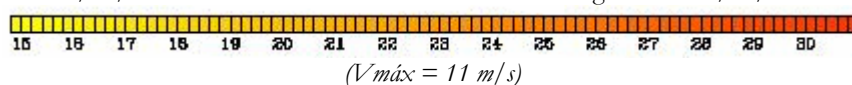


Fig. 6.3.8 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície simulados com MM5

Nas Fig. 6.3.9.a a 6.3.9.d, apresenta-se o campo do vento e da temperatura do ar à superfície simulada, relativo à parte norte de Portugal Continental (200 km x 200 km), para o dia 14 de Novembro de 1990 às 09, 15, 18 UTC e às 00 UTC do dia 15 de Novembro de 1990.

É de realçar que nesta época do ano, a meio da época de Outono e através dos resultados simulados, o efeito induzido no campo do vento à superfície como resultado das diferenças de temperatura que se registam à superfície junto ao litoral e à superfície do mar, com valores da ordem de 14°C, e em terra com valores mínimos da temperatura do ar da ordem de 7°C e máximos de 20°C, contraste que será suficiente para que em situações sinópticas semelhantes às do dia 14 se estabeleça a formação de brisa do mar. Verifica-se pela Fig. 6.3.9.a a simulação de ventos muito fracos, correspondentes a calma, durante a noite em toda a região costeira com cerca de 50 a 70 km e durante a tarde às 15 e às 18 UTC ventos com componente W particularmente bem definida mais evidenciada na simulação das 18 UTC, que se fazem sentir até ao princípio da noite numa faixa muito estreita e que não ultrapassará os 20 km.

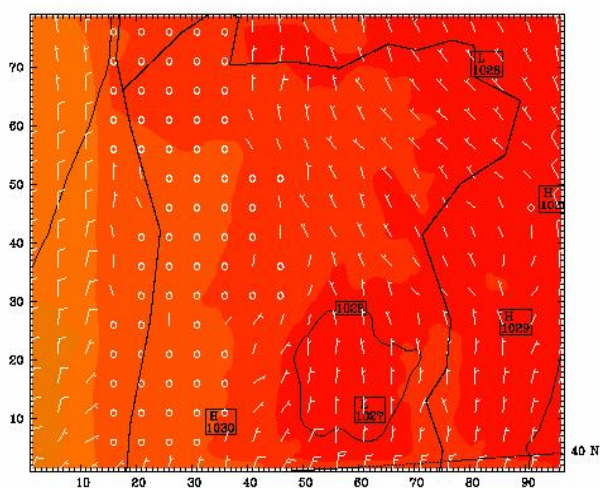


Fig. 6.3.9.a 14/11/1990 às 09 UTC

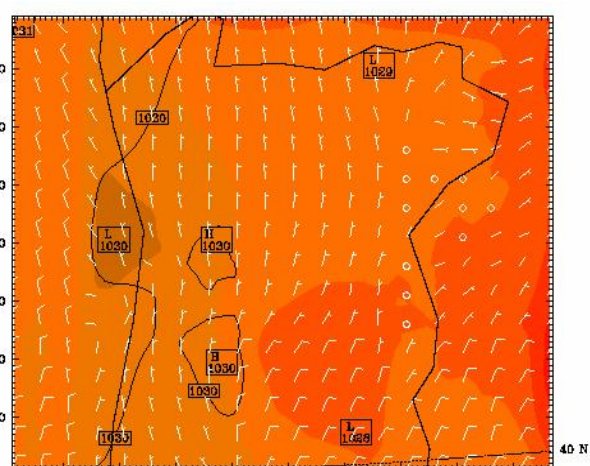


Fig. 6.3.9b 14/11/1990 às 15 UTC

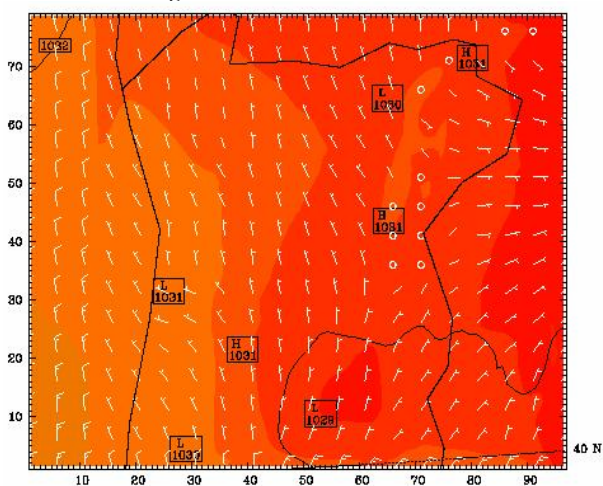


Fig. 6.3.9.c 14/11/1990 às 18 UTC

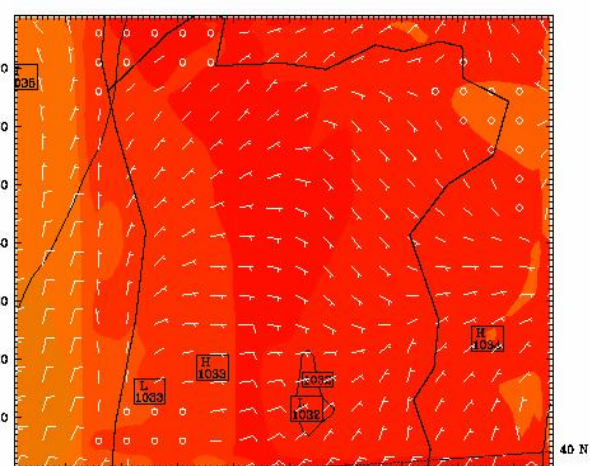


Fig. 6.3.9.d 15/11/1990 às 00 UTC

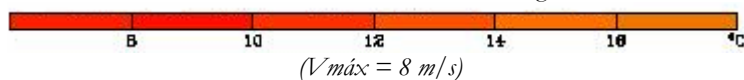


Fig. 6.3.9 Campo do vento e da temperatura do ar simulados com MM5  
(Tapada do Outeiro / Gondomar, 14 – 15 Novembro 1990)



### 6.3.5 Perfis verticais W-E e N-S do vento e da temperatura do ar

Nas Fig. 6.3.10.a a 6.3.10.d, apresentam-se os perfis verticais W - E, à latitude da Tapada do Outeiro/Gondomar para os dias 14 às 09, 15 e 18 UTC e para o dia 15 às 00 UTC. O local de observação localiza-se nas figuras aproximadamente ao quilómetro 30, da área de simulação. Para este dia em que a temperatura mínima do ar foi aproximadamente 11°C e a temperatura máxima da ordem de 20°C e a temperatura da água do mar da ordem dos 13°C é possível verificar que às 09 UTC é simulada numa camada superficial que vai desde o limite oeste até cerca de 50 km ventos com rumo de W numa camada superficial com espessura máxima da ordem dos 100 a 150 m e ventos fracos, intensidades da ordem de 2 a 3 m/s e nas camadas superiores ventos de NE na extensão que vai desde os 100 aos 200 km, ventos de W com intensidades da ordem de 8 a 10 m/s e que estão directamente associados ao campo da pressão atmosférica à superfície e à situação sinóptica registada.

Às 15 UTC, continuam a ser simulados junto à linha de costa e numa extensão de 20 a 30 km da linha de costa e em terra ventos de W relativamente fracos, que aumentam em extensão até cerca de 130 km, mas numa espessura maior que atinge 400 a 500 m, aproximadamente.

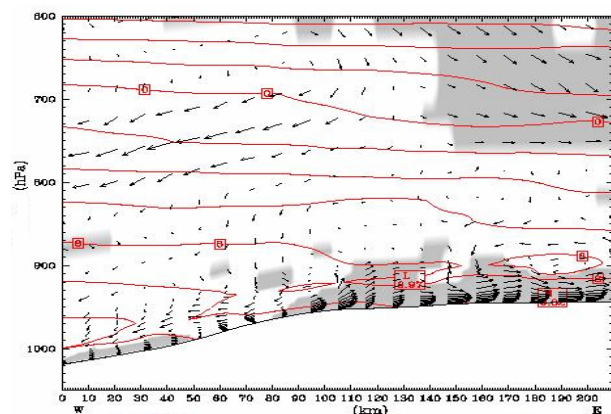


Fig. 6.3.10.a Perfis verticais W-E, 14/11/1990 (09 UTC)

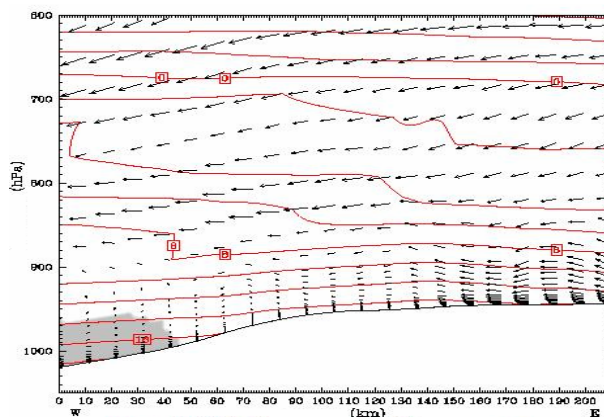


Fig. 6.3.10.b Perfis verticais W-E, 14/11/1990 (15 UTC)

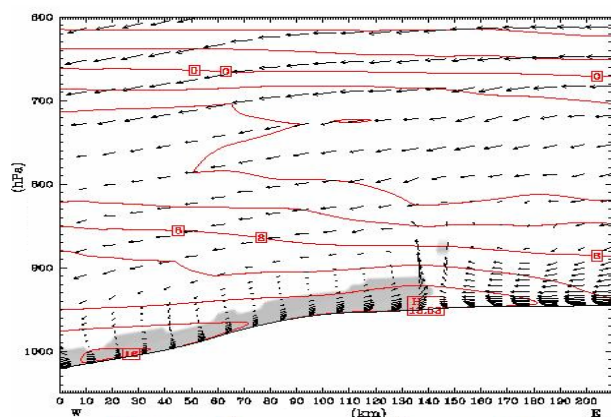


Fig. 6.3.10.c Perfis verticais W-E, 14/11/1990 (18 UTC)

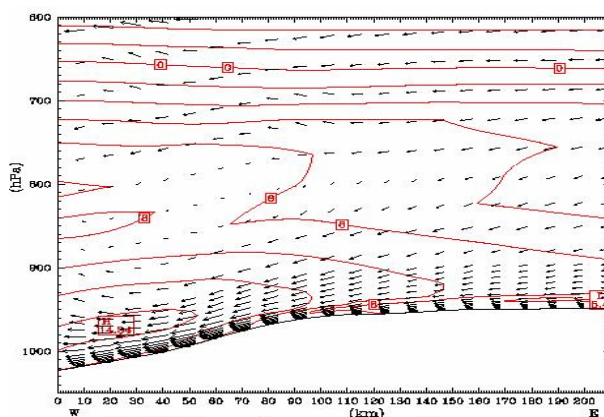


Fig. 6.3.10.d Perfis verticais E-W, 15/11/1990 (00 UTC)

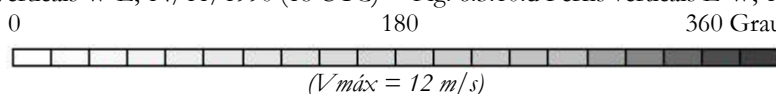


Fig. 6.3.10 Perfis verticais (E-W) do vento e da temperatura do ar  
(Tapada do Outeiro / Gondomar, 14 - 15 Novembro de 1990)



Às 18 UTC, os ventos de W à superfície aumentam até uma extensão cerca de 130 km e numa espessura de 100 a 150 m, com intensidades da ordem de 4 a 6 m/s. Às 00 UTC do dia 15 de Novembro de 1990 o vento na camada superficial e em todo o corte é de E e NE que não tendo a ver com o efeito directo da influência do mar está em concordância com a situação sinóptica para esse dia. Nas Fig. 6.3.11.a a 6.3.11.d, o campo do vento em altitude é essencialmente de N com ventos que não vão além de valores de 5 a 6 m/s à superfície, mas reconhece-se que para o campo vertical a esta longitude a simulação das 18 UTC apresenta em toda a faixa costeira norte ventos vindos do mar e que se reconhece que resultarão para esta época do ano e nas condições sinópticas a influência do mar na região costeira. Quanto ao campo da temperatura do ar em altitude, em particular na região de observações verifica-se que às 09 UTC são simulados gradientes verticais da temperatura do ar da ordem de  $-2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  com inversão da temperatura do ar a cerca de 500 m de altitude de pequena espessura, entre 100 a 200 m, seguido de gradiente vertical de  $-7$  a  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Às 15 UTC na camada até cerca de 1000 m o gradiente vertical na baixa troposfera é  $-6$  a  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , aproximadamente. Destaca-se a simulação de inversão às 00 UTC até cerca de 400 a 500 m de altitude e com a base à superfície e gradiente vertical de  $4$  a  $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Nas regiões mais interiores, os gradientes são da mesma ordem de grandeza, mas com valores da temperatura do ar à superfície mais baixos; da ordem de  $5$  a  $8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

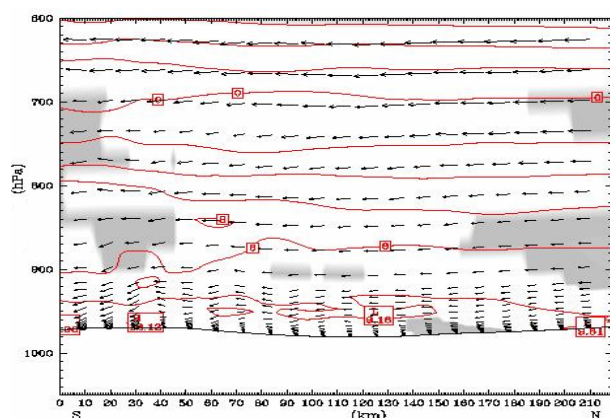


Fig. 6.3.11.a Perfis verticais S-N, 14/11/1990 (09 UTC)

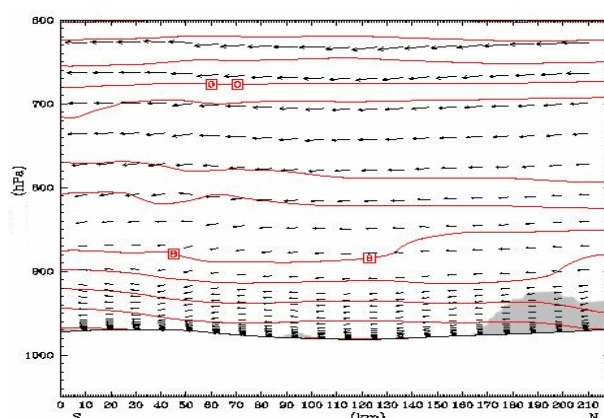


Fig. 6.3.11.b Perfis verticais S-N, 14/11/1990 (15 UTC)

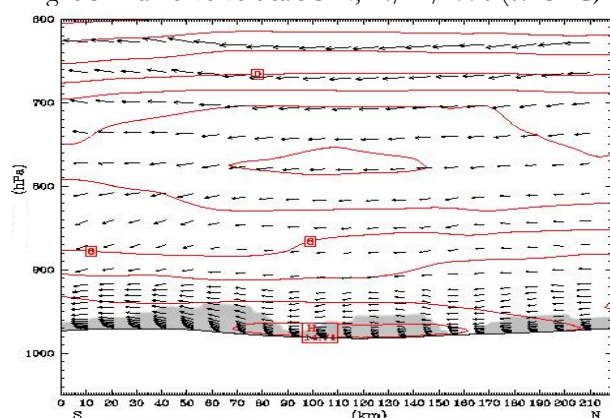


Fig. 6.3.11.c Perfis verticais S-N, 14/11/1990 (18 UTC)

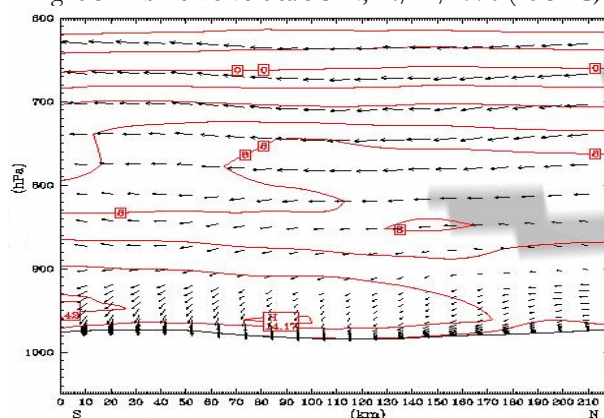


Fig. 6.3.11.d Perfis verticais S-N, 14/11/1990 (21 UTC)

0 180 360 Grau (V<sub>máx</sub> = 12 m/s)

Fig. 6.3.11 Perfis verticais (S-N) do vento e da temperatura do ar  
(Tapada do Outeiro / Gondomar, 14 - 15 Novembro de 1990)

## 6.4 Resultados em Lisboa, Évora e Neves Corvo

### 6.4.1 Pressão atmosférica, temperatura e humidade relativa do ar e vento à superfície

Apresentam-se os resultados das simulações relativas ao período da campanha CICLUS'2000, realizada de 5 a 9 de Junho de 2000, com observações intensivas em simultâneo nas estações meteorológicas de Lisboa/Gago Coutinho, Évora/Centro de Coordenação e Neves Corvo/Somincor.

Relativamente aos valores da pressão atmosférica à superfície observada e simulada com o modelo MM5 em Lisboa / Gago Coutinho e Évora/Centro de Coordenação (estações meteorológicas equipadas com instrumentos de observação da pressão atmosférica), e que se apresentam nas Fig. 6.4.1.a e 6.4.1.b, verifica-se que as diferenças máximas se registam ao quarto dia de simulação e que essas diferenças são da ordem máxima de 4 hPa.

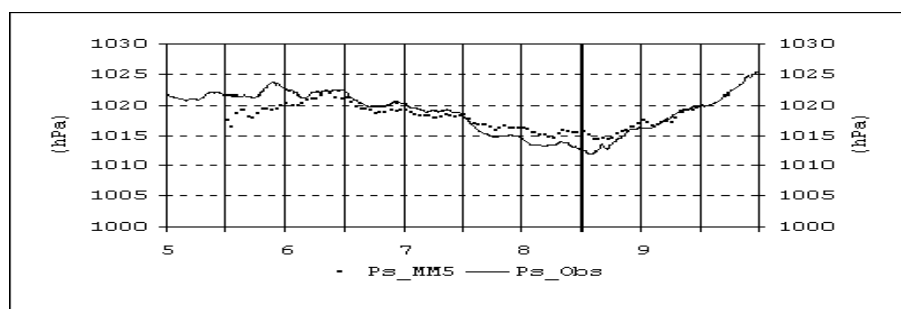


Fig. 6.4.1.a Pressão atmosférica à superfície observada e simulada com MM5 (Lisboa/Gago Coutinho, 5 a 9 de Junho de 2000)

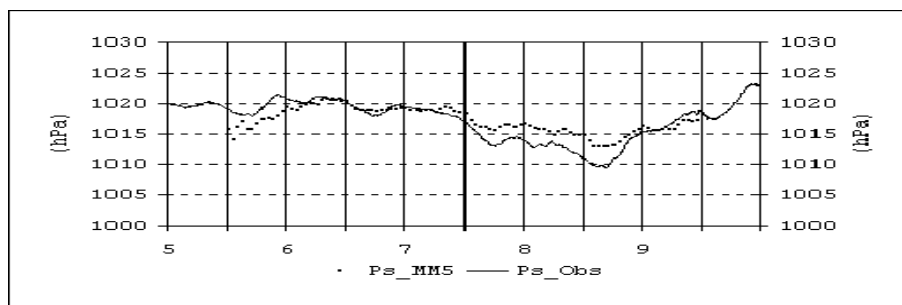


Fig. 6.4.1.b Pressão atmosférica à superfície observada e simulada com MM5 (Évora/Centro de Coordenação, 5 a 9 de Junho de 2000)

No entanto, verifica-se que a variação da pressão atmosférica à superfície, ao longo do período seleccionado é em geral significativamente bem simulada, à excepção das primeiras oito horas de simulação do dia 5 de Junho de 2000, em que os valores da pressão atmosférica à superfície são mais baixos, em ambos os locais, Lisboa/Gago Coutinho e Évora / Centro de Coordenação, cerca de 5 hPa.

Nas Fig. 6.4.2.a, 6.4.2.b e 6.4.2.c, apresentam-se os valores da temperatura do ar à superfície, observados e simulados com o modelo MM5 nos três locais referidos, onde foram realizadas observações meteorológicas à superfície e aerológicas, integradas nos programas observacionais intensivos da campanha CICLUS'2000.

Verifica-se que para Lisboa / Gago Coutinho, os valores simulados da temperatura máxima do ar são em regra subestimados, em particular nos dias com temperaturas mais altas, como por exemplo, nos dias 6, 7 e 8 de Junho de 2000, com diferenças da ordem de 5 a 8°C.

Os valores máximos da temperatura do ar simulados para Évora/Centro Coordenador e Neves Corvo/Somincor são também subestimados em cerca de 6 a 8°C, os valores da temperatura mínima do ar são em regra mais próximos dos valores observados em Lisboa/Gago Coutinho, enquanto em Évora/Centro Coordenador e Neves Corvo/Somincor são em geral sobrestimados em cerca de 2 a 4°C. No entanto, verifica-se que a variação da temperatura do ar à superfície ao longo do período de simulação acompanha a variação diária nos três locais de observação. De 5 a 7 de Junho a temperatura do ar à superfície aumentou de máximos de 20 para 33°C e do dia 7 para o dia 9 diminuiu de 32 para 18°C e os valores simulados reflectem também este tipo de variação embora com as diferenças que foram anteriormente indicadas.

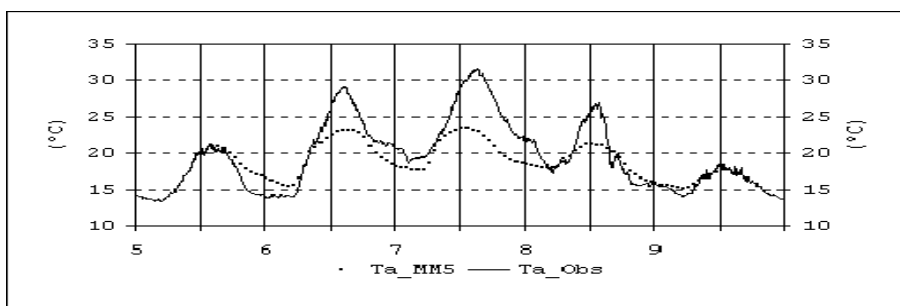


Fig. 6.4.2.a Temperatura do ar à superfície observada e simulada com MM5 (Lisboa/Gago Coutinho, 5 a 9 de Junho de 2000)

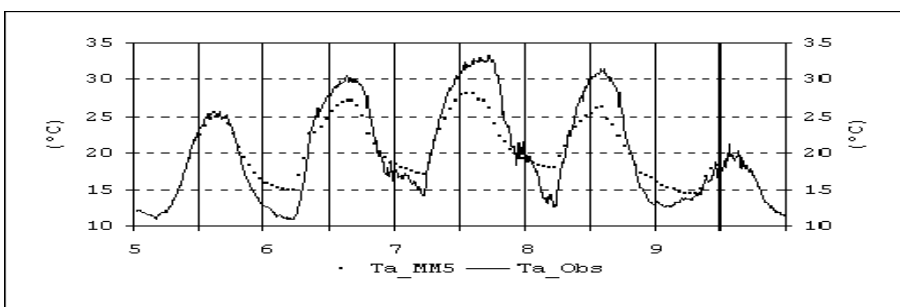


Fig. 6.4.2.b Temperatura do ar à superfície observada e simulada com MM5 (Évora / Centro de Coordenação, 5 a 9 de Junho de 2000)

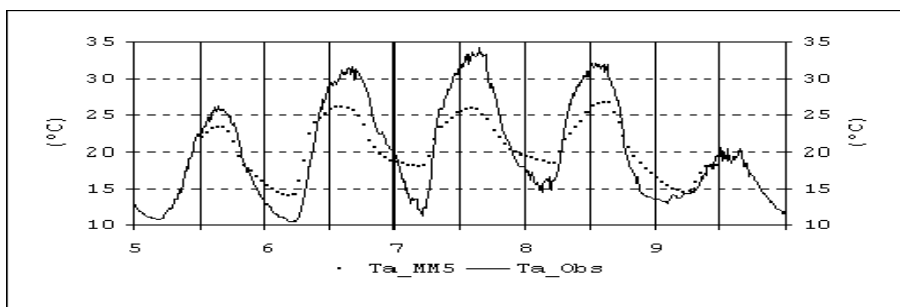


Fig. 6.4.2.c Temperatura do ar à superfície observada e simulada com MM5 (Neves Corvo / Somincor, 5 a 9 de Junho de 2000)

Nas Fig. 6.4.3.a, 6.4.3.b e 6.4.3.c, apresentam-se os valores simulados e observados da humidade relativa do ar à superfície também nos 3 locais anteriormente referidos. Os valores da humidade relativa do ar à superfície são subestimados pelo modelo às horas a que correspondem os maiores valores da temperatura do ar, em cerca de 20%, enquanto em Évora e Neves Corvo, regiões com maior continentalidade, a cerca de 100 km da linha de costa, são em regra mais próximos, com diferenças máximas inferiores a 20%, dia 8 em Neves Corvo.

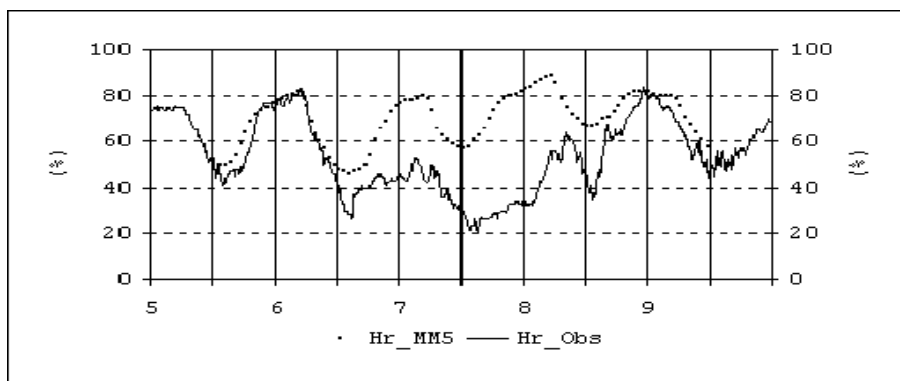


Fig. 6.4.3.a Humidade relativa do ar à superfície observada e simulada com MM5 (Lisboa / Gago Coutinho, 5 a 9 de Junho de 2000)

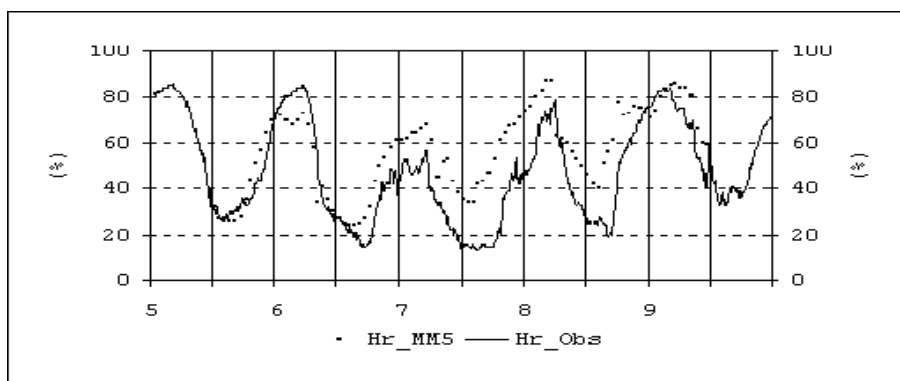


Fig. 6.4.3.b Temperatura do ar à superfície observada e simulada com MM5 (Évora / Centro de Coordenação, 5 a 9 de Junho de 2000)

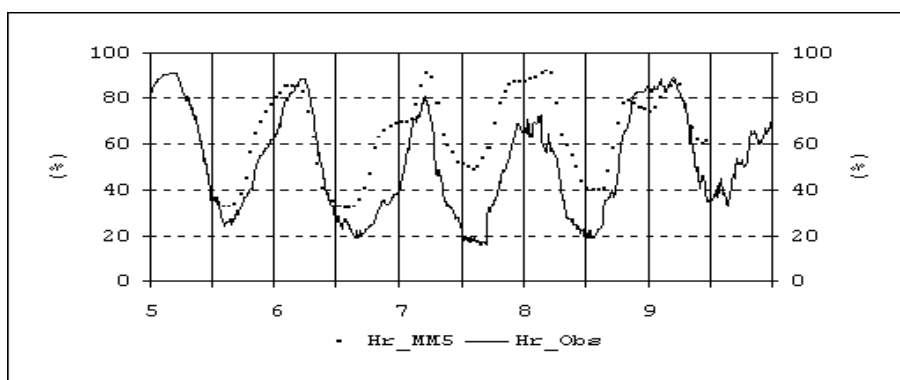


Fig. 6.4.3.c Humidade relativa do ar à superfície observada e simulada com MM5 (Neves Corvo/Somincor, 5 a 9 de Junho de 2000)

A grandeza meteorológica melhor simulada pelo modelo MM5 é o vento, tanto no que se refere ao rumo, apresentado nas Fig. 6.4.4.a, para Lisboa/Gago Coutinho, Fig. 6.4.4.b para Évora/Centro de Coordenação e na Fig. 6.4.4.c para Neves Corvo/Somincor, assim como para os valores da intensidade do vento à superfície. Assim, relativamente ao

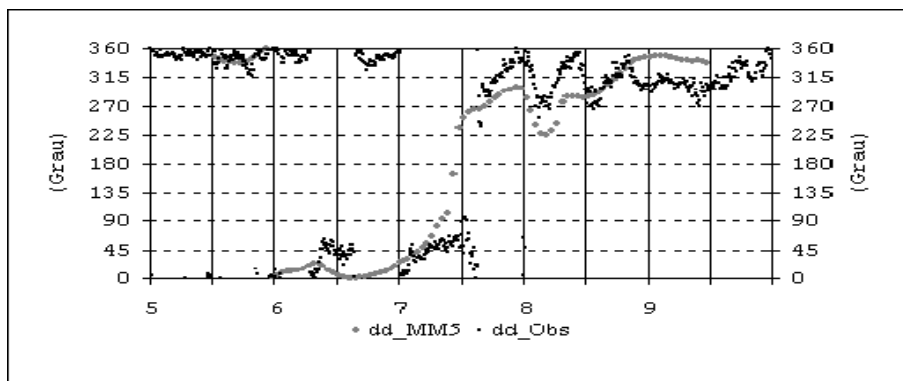


Fig. 6.4.4.a Rumo do vento à superfície observado e simulado com MM5 (Lisboa / Gago Coutinho, 5 a 9 de Junho de 2000)

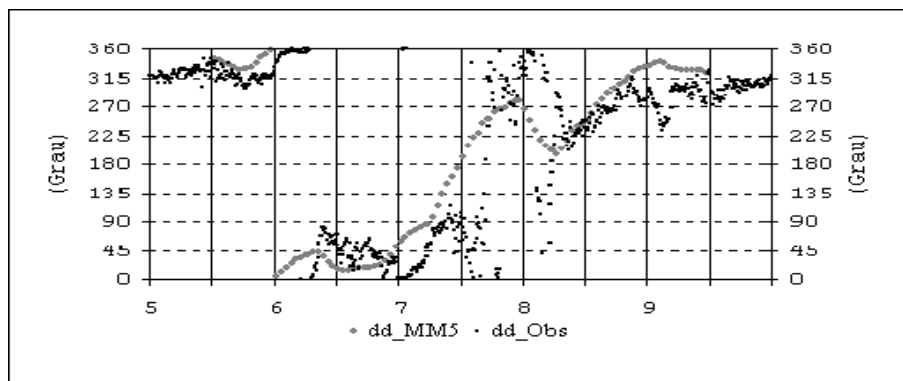


Fig. 6.4.4.b Rumo do vento à superfície observado e simulado com MM5 (Évora / Centro de Coordenação, 5 a 9 de Junho de 2000)

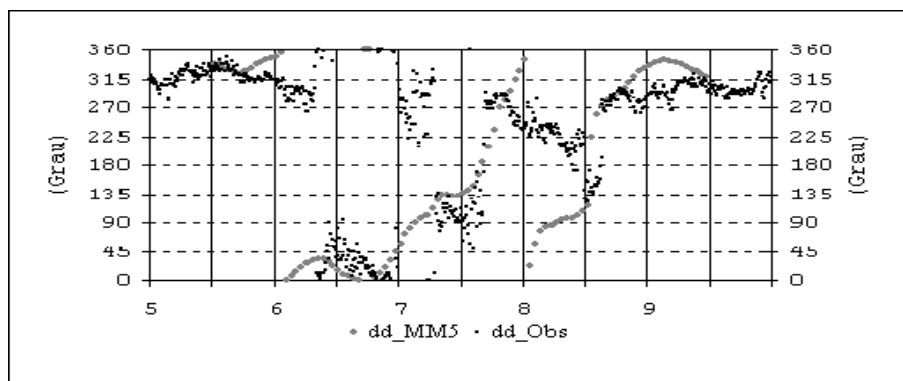


Fig. 6.4.4.c Rumo do vento à superfície observado e simulado com MM5 (Neves Corvo / Centro de Coordenação, 5 a 9 de Junho de 2000)

rumo do vento verificam-se diferenças que quase poderão se consideradas desprezáveis; o rumo simulado acompanha de perto o rumo do vento observado tanto no que diz respeito aos valores como à variação ao longo dos diferentes dias e do período de simulação considerado.

Nas Fig. 6.4.5.a, 6.4.5.b e 6.4.5.c, apresentam-se os valores da intensidade do vento à superfície observada e simulada com MM5 e através dos quais é de destacar os bons resultados entre os valores simulados e observados, embora se reconheça que em geral o modelo MM5 sobrestima, em cerca de 3 m/s, os valores da intensidade do vento, em particular em Lisboa/Gago Coutinho e em Neves Corvo/Somincor, o que resulta de efeitos topográficos locais. De referir que a estação de Évora se localiza numa vasta zona plana sem obstáculos significativos nas proximidades.

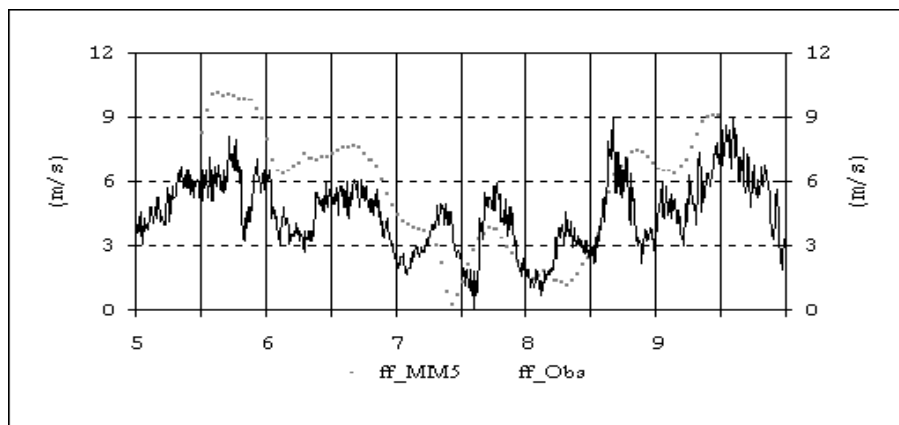


Fig. 6.4.5.a Intensidade do vento à superfície observada e simulada com MM5 (Lisboa / Gago Coutinho, 5 a 9 de Junho de 2000)

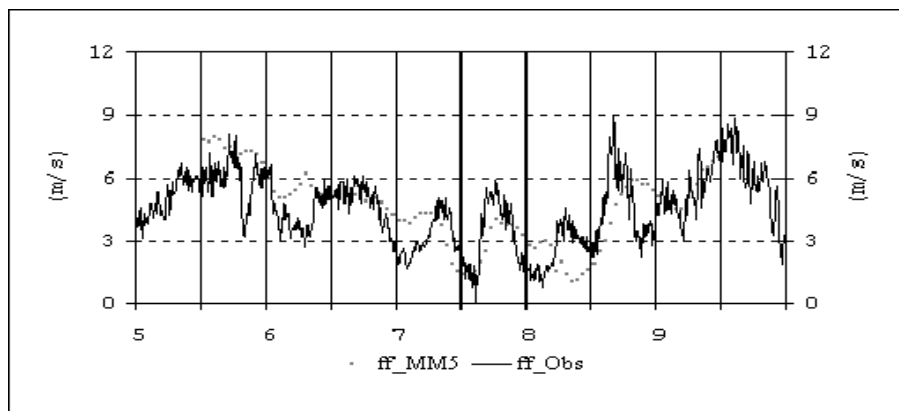


Fig. 6.4.5.b Intensidade do vento à superfície observada e simulada com MM5 (Évora/Centro de Coordenação, 5 a 9 de Junho de 2000)

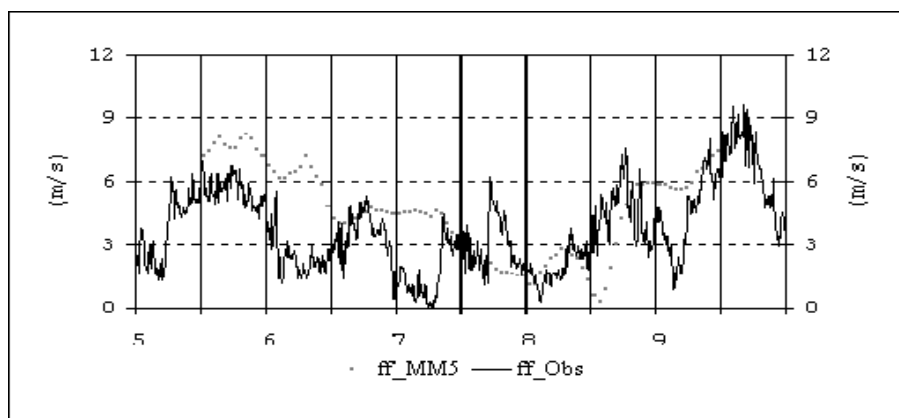


Fig. 6.4.5.c Intensidade do vento à superfície observada e simulada com MM5 (Neves Corvo / Somincor, 5 a 9 de Junho de 2000)



### 6.4.2 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície

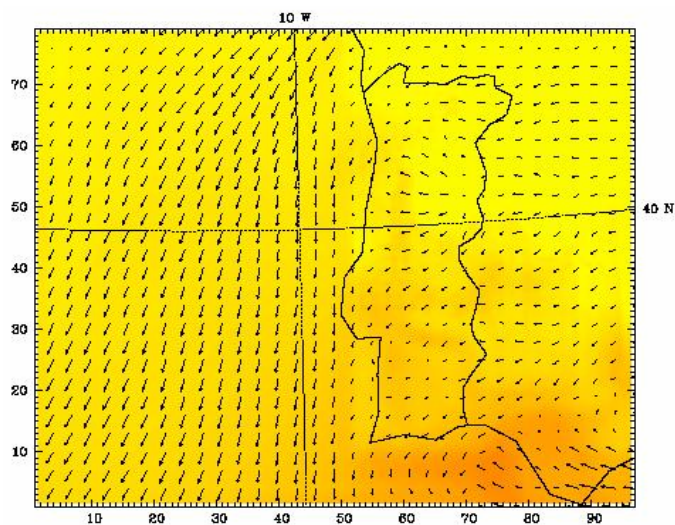


Fig. 6.4.6.a 7 de Junho 2000, 00 UTC ( $V_{\text{máx}} = 10,2 \text{ m/s}$ )

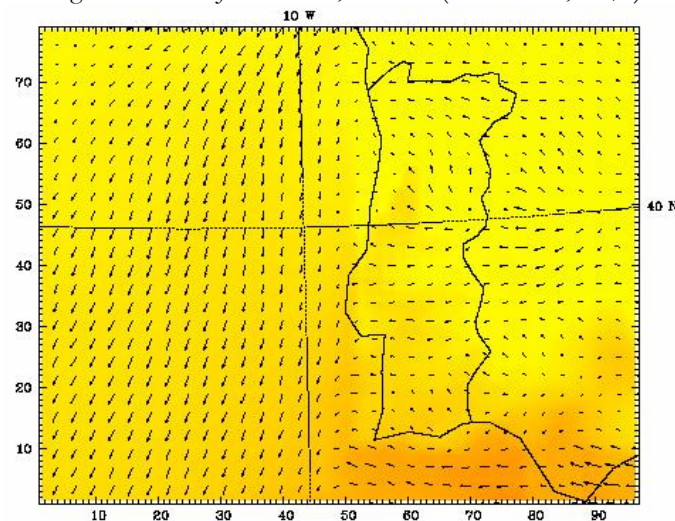


Fig. 6.4.6.b 7 de Junho 2000, 06 UTC ( $V_{\text{máx}} = 11,2 \text{ m/s}$ )

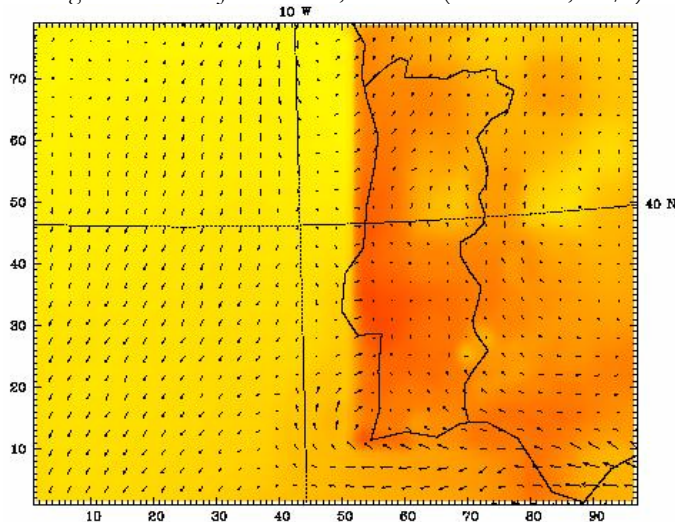


Fig. 6.4.6.c 7 de Junho 2000, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 11,1 \text{ m/s}$ )

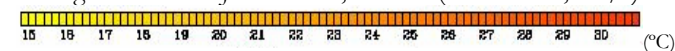


Fig. 6.4.6 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície

Nas Fig. 6.4.6.a, 6.4.6.b, 6.4.6.c, 6.4.6.d e 6.4.6.e, apresentam-se os resultados das simulações de 6 em 6 horas, desde as 00 UTC do dia 7 de Junho de 2000, para o domínio de simulação 3. Verifica-se que os campos do vento e da temperatura do ar à superfície simulados são representativos das situação sinópticas e das condições meteorológicas registadas.

Assim, para este dia e para a época do ano de fim de Primavera verifica-se que às 00 UTC é simulado vento à superfície, na região oceânica de N e NW e em toda a faixa costeira marítima com cerca de 50 km e em todo o Continente vento com rumo de E ou NE e às 06 UTC, Fig. 6.4.6.b o mesmo tipo de regime de vento, não se registando assim grandes alterações neste intervalo de tempo. Nas duas Fig. 6.4.6.a e 6.4.6.b, é possível identificar o arrefecimento nocturno, em particular, nas regiões a sul da latitude de Lisboa onde a temperatura simulada às 00 UTC é da ordem de 17 a 20°C e que diminuem para valores da ordem de 12 a 15°C, o que corresponde aproximadamente aos valores da temperatura da água do mar à superfície, nesta época do ano.

Às 12 UTC é simulado de forma significativa o aumento da temperatura do ar em toda a região

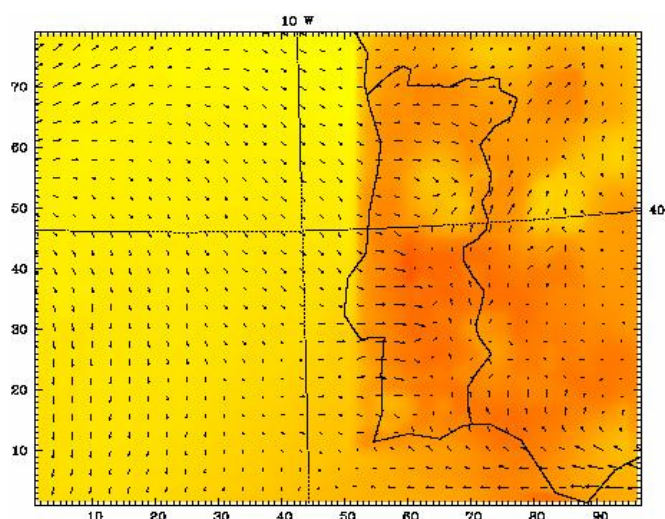
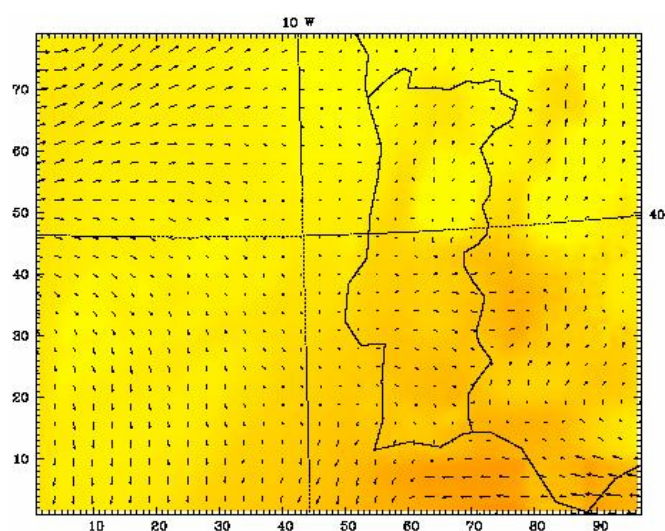
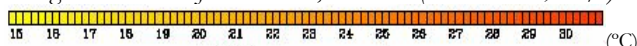
Fig. 6.4.6.d 7 de Junho 2000, 18 UTC ( $V_{\text{máx}} = 11,3 \text{ m/s}$ )Fig. 6.4.6.e 8 de Junho 2000, 00 UTC ( $V_{\text{máx}} = 11,2 \text{ m/s}$ )

Fig. 6.4.6 Campo do vento e temperatura do ar à superfície

continental, à excepção da região da Serra da Estrela e do nordeste transmontano e ventos de W ou SW na faixa costeira ocidental de Portugal Continental, com extensão da ordem de 30 a 40 km.

Às 18 UTC, os resultados simulados apresentam uma diminuição significativa dos valores da temperatura do ar à superfície. No entanto a extensão em terra de ventos com rumo de W aumenta para valores da ordem de 70 a 100 km na região sul e em toda a região norte com intensidades da ordem de 5 a 8 m/s.

Na costa sul de Portugal Continental são também de destacar os ventos com rumo de SE na região costeira, mas com pequena extensão em terra, não ultrapassando valores da ordem de 20 a 30 km.

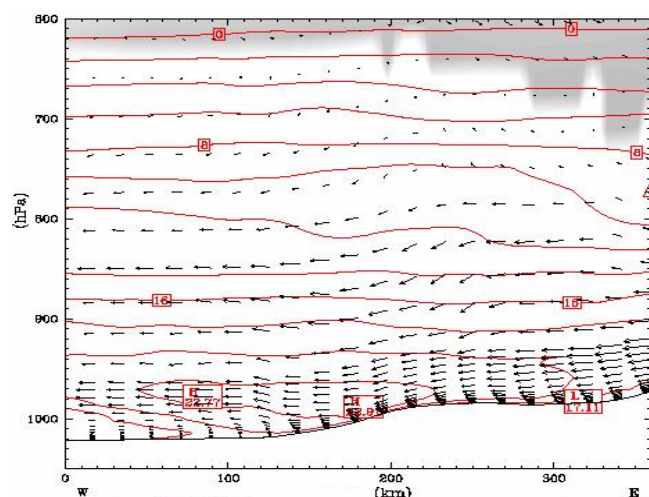
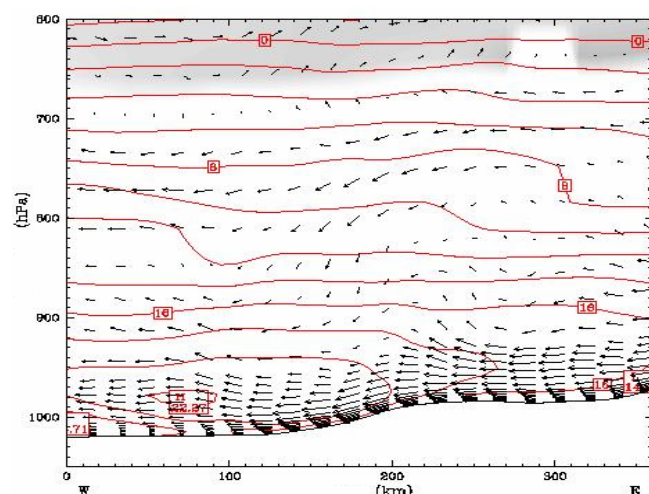
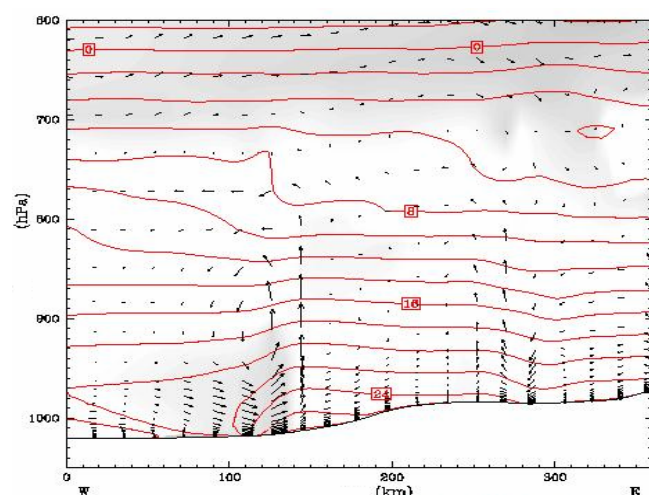
À noite pelos resultados da simulação das 00 UTC, com MM5, verifica-se uma diminuição da temperatura do ar à superfície, para valores da ordem de 12 a 15°C, valores aproximados aos valores da temperatura da água do mar e uma diminuição acentuada dos valores da intensidade do vento, para valores da ordem de 2 a 3 m/s.

É de realçar, desde já, que apesar desta campanha ter sido inicialmente considerada de pouca duração e em

época de transição entre a Primavera e o Verão, em que ocorreram diferentes situações sinóticas, que o modelo MM5 apresentou bons resultados para as simulações durante os 5 dias no que se refere às variações da pressão atmosférica à superfície, temperatura e humidade relativa do ar e particularmente para o vento à superfície; as simulações do campo do vento e da temperatura do ar são significativamente aceitáveis para o dia 7 de Junho de 2000, no que se refere à influência do mar no regime diário do vento e da temperatura do ar à superfície, situações que ocorrem a partir de Maio e até ao fim de Setembro.

Os resultados obtidos nestas simulações mostram claramente as potencialidades do modelo MM5 na simulação da temperatura do ar e vento à superfície para diferentes tipos de situações meteorológicas o que para além de permitir a elaboração de estudos científicos apresenta resultados com potencialidades de utilização de carácter operacional.



Fig. 6.4.7.a 7 de Junho 2000, 00 UTC ( $V_{\text{máx}} = 12,9 \text{ m/s}$ )Fig. 6.4.7.b 7 de Junho 2000, 06 UTC ( $V_{\text{máx}} = 7,5 \text{ m/s}$ )Fig. 6.4.7.c 7 de Junho 2000, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 6,6 \text{ m/s}$ )

0 180 360Grau

Fig. 6.4.7 Cortes W-E do vento e da temperatura do ar

### 6.4.3 Perfis verticais do vento e da temperatura do ar à latitude de Lisboa

Nas Fig. 6.4.7.a, 6.4.7.b, 6.4.7.c, 6.4.7.d e 6.4.7.e apresentam-se cortes verticais do vento e da temperatura do ar em altitude, desde a superfície até aos 600 hPa (aproximadamente 3800 m), à latitude de Lisboa e numa extensão latitudinal de 400 km, correspondente ao domínio de simulação 3. Lisboa situa-se nestas figura aproximadamente ao km150 e a região fronteiriça ao km 350 a que correspondem as maiores elevações (serra da Ossa, com elevações da ordem de 400 a 500 m de altitude).

Assim, os valores do vento simulados a esta latitude, em particular na região de Lisboa com variações em altitude com ventos da ordem de 8 a 10 m/s aos 500 m de altitude, intensidades da ordem de 3 a 4 m/s ao nível de 800 hPa (2000 m aproximadamente). Às 06 UTC o perfil do vento na região que se estende desde cerca de 100 km a oeste da linha costeira até ao limite leste do território continental, a esta latitude, apresenta semelhança aos valores simulados às 00 UTC, com características do período nocturno.

Às 06 UTC, o campo do vento em altitude apresenta-se mais fraco, com máximos da ordem de 6 a 7 m/s na região de Lisboa e com rumo do quadrante S aos níveis de 1000 a 2000 m como resultado da rotação que o vento sofre na região costeira a sul de Lisboa e península de Setúbal. Às 06 UTC, verifica-se que é simulado vento muito fraco em quase toda a região continental,

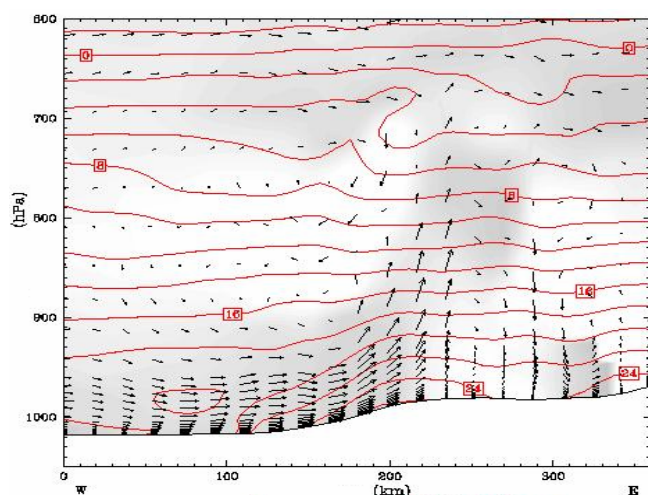
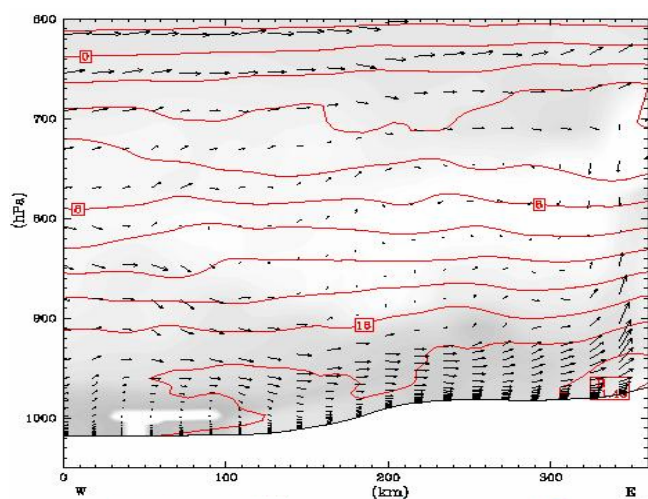
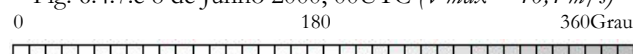
Fig. 6.4.7.d 7 de Junho 2000, 18UTC ( $V_{\text{máx}} = 9,1 \text{ m/s}$ )Fig. 6.4.7.e 8 de Junho 2000, 00UTC ( $V_{\text{máx}} = 10,4 \text{ m/s}$ )

Fig. 6.4.7 Cortes W-E do vento e da temperatura do ar

O vento à superfície simulado às 18 UTC é relativamente fraco, tanto à superfície como na baixa troposfera a partir dos 100 m a 150 km da linha de costa.

Às 00 UTC o campo do vento em altitude a esta latitude é relativamente fraco na região costeira que inclui Lisboa com uma pequena região com vento do quadrante E numa extensão à superfície de 20 a 30 km, sendo esta extensão maior, cerca de 40 a 50 km, nos primeiros 100 a 200 m de altitude onde estes ventos de leste se fazem sentir e que resultam do efeito de brisa de terra que se faz sentir nesta região costeira, como resultado do arrefecimento significativo à superfície do solo, para valores da ordem dos 10 a 12°C.

interior do Ribatejo, Alentejo e Alto Alentejo, cujas intensidades são inferior em 1 a 2 m/s e com rumos que não são perfeitamente definidos e que são menos intensos a meio da baixa troposfera, aproximadamente a 850 hPa (1500 m). Na região a leste e aos mesmos níveis do terreno, às 06 UTC regista-se a intensificação do vento com rumos de NE e SE e que se fazem sentir até cerca de 1500 m de altitude.

Às 18 UTC, é simulado vento de oeste em toda a extensão atlântica a oeste de Lisboa, com intensidade média de 6 a 9 m/s na região de Lisboa associada a ventos de norte e ao efeito da brisa do mar que se faz sentir nesta altura do ano fim da primavera numa extensão mais bem definida entre 50 a 80 km da linha de costa até cerca de 100 km a leste da região de Lisboa numa camada da atmosfera com espessura de 1000 m, aproximadamente, com rotação significativa para norte a esta extensão referida de Lisboa com ventos com intensidade de 7 a 9 m/s em toda a baixa troposfera (3000 m).

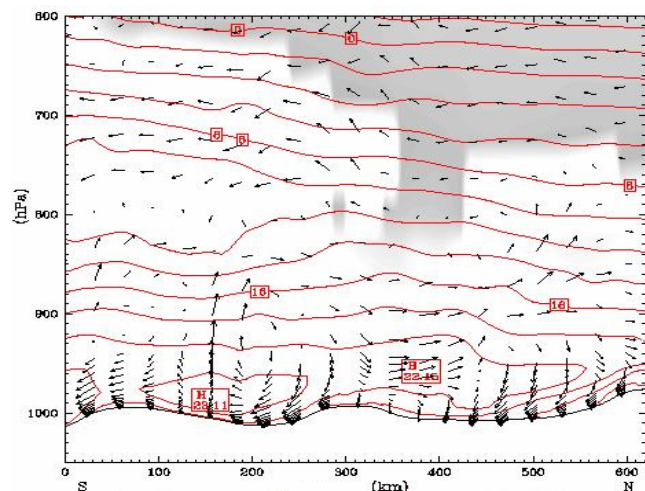
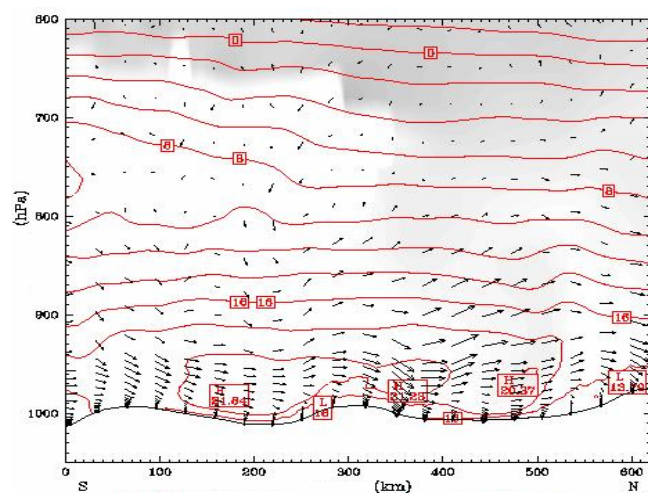
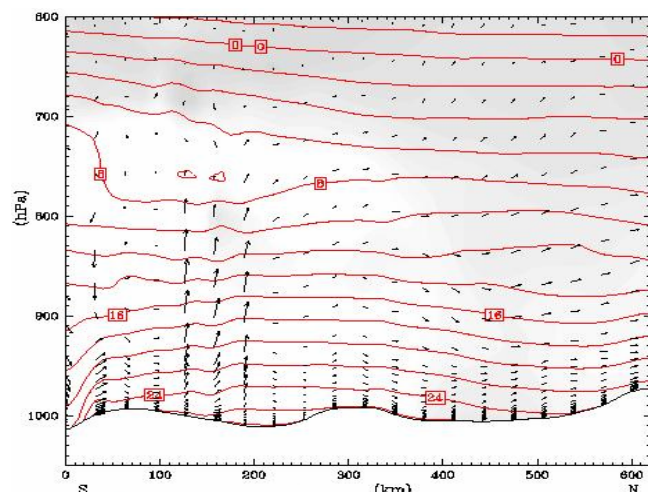
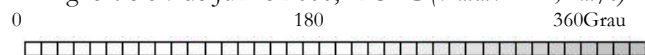
Fig. 6.4.8.a 7 de Junho 2000, 00 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,1 \text{ m/s}$ )Fig. 6.4.8.b 7 de Junho 2000, 06 UTC ( $V_{\text{máx}} = 12,6 \text{ m/s}$ )Fig. 6.4.8.c 7 de Junho 2000, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 12,4 \text{ m/s}$ )

Fig. 6.4.8 – Perfis S-N do vento e da temperatura do ar

#### 6.4.4 Perfis verticais do vento e da temperatura do ar à longitude de Lisboa

Nas Fig. 6.4.8.a, 6.4.8.b, 6.4.8.c, 6.4.8.d e 6.4.8.e, apresentam-se os resultados simulados dos perfis verticais sul - norte da vento e da temperatura do ar em altitude, desde a superfície até 600 hPa (3800 m aproximadamente).

Os níveis mais elevados do terreno a sul correspondem aproximadamente a região a norte de Portimão; as maiores elevações a cerca de 50 km da linha de costa do sul correspondem à parte leste da serra de Monchique, com altitude cerca de 900 m aproximadamente. À distância de 200 km do sul corresponde à região sul e leste de Lisboa, que compreende as zonas mais baixas dos estuários dos rios Sado e Tejo.

As maiores elevações co cerca de 300 km do sul correspondem às serras dos Candeeiros e Aire e a região entre 400 e 500 Km de distância à região das terras baixas do litoral, centro oeste de Portugal continental, entre Leiria e Porto e as maiores elevações do terreno na parte norte da linha sul - norte simulada corresponde às zonas encaixadas nas serras de Arga, do Soajo e da Peneda, com altitudes aproximadas de 1000 m.

Na zona simulada desde a região central que corresponde à zona a sul do Cabo Carvoeiro, o vento à superfície é de N - NE com intensidades com valores máximos da ordem de 8 m/s aos níveis da



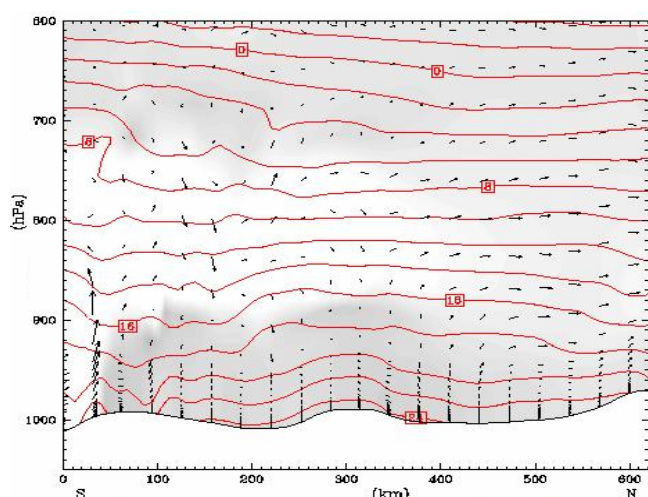
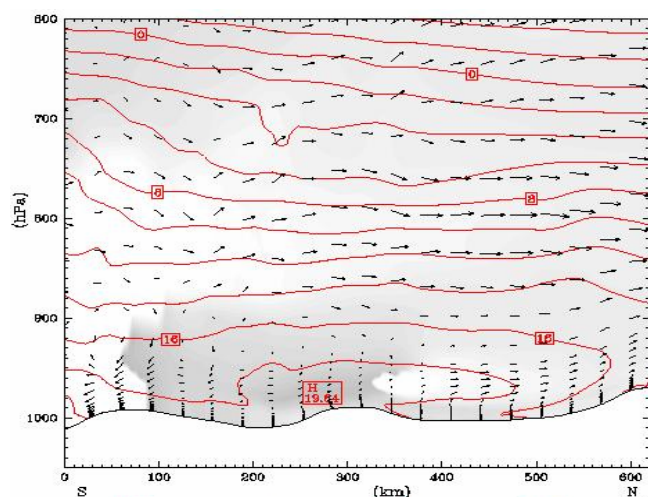
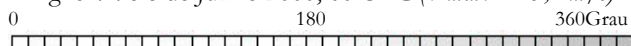
Fig. 6.4.8.d 7 de Junho 2000, 18 UTC ( $V_{\max} = 9,1 \text{ m/s}$ )Fig. 6.4.8.e 8 de Junho 2000, 00 UTC ( $V_{\max} = 13,1 \text{ m/s}$ )

Fig. 6.4.8 Perfis S-N do vento e da temperatura do ar

Lisboa a 150 km aproximadamente, e os valores na região do mar inferior a  $18^{\circ}\text{C}$  e em toda a região continental da ordem de  $20^{\circ}\text{C}$ .

Nas primeiras centenas de metros, entre 200 e 300 m, o gradiente vertical da temperatura do ar é da ordem de  $-2^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ , mantendo-se a temperatura constante entre os 200 e 400 m e depois nas camadas superiores até cerca de 1500 m da ordem de  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Nas regiões com maior continentalidade, a esta latitude os gradientes são da ordem de  $-2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  a  $-4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

Às 06 UTC, na região de Lisboa, é simulada uma inversão da temperatura do ar na camada superficial entre 200 e 300 m mantendo-se o perfil da temperatura do ar aproximadamente constante até cerca de 600 m sendo a partir deste nível da ordem de  $-8^{\circ}\text{C}/\text{km}$  até aos 200 m, aproximadamente, nas regiões mais interiores a partir dos 250 a 300 km são simuladas

ordem de 500 m de altitude, em particular na região mais a sul do continente, seguindo-se uma zona de ventos fracos entre os 500 e 1000 m e a níveis superiores ventos de novo mais fortes de N e NW. É de notar o efeito que se faz sentir na região a sul de Lisboa que inclui a península de Setúbal, aproximadamente aos 150 km onde o rumo do vento sofre rotação significativa para rumos do quadrante S e com intensidade da ordem dos 8 m/s entre 1000 e 1500 m de altitude.

Na simulação para este dia, 7 de Junho de 2000, é de destacar o regime de ventos na camada limite e na baixa troposfera, na região a norte do Cabo Carvoeiro até às regiões a norte do Porto onde se fazem sentir na zona costeira ventos numa camada da atmosfera com espessura da ordem de de 500 a 700 m, ventos muito fracos à superfície, nas primeiras dezenas de metros e que atingem 3 a 5 m/s aos 500 a 700 m de altitude.

Neste período de simulação a temperatura da água do mar era da ordem de  $17^{\circ}\text{C}$ .

Na camada superficial, a temperatura do ar simulada é superior na região de

inversões à superfície mais acentuadas, da ordem de 2 a 3°C nas primeiras centenas de metros, 200 a 300 m. Nestas figuras, e de acordo com os perfis da temperatura do ar o efeito da influência do mar fará sentir-se até à região de Évora, com efeito mais acentuado nos primeiros 30 a 40 km no interior.

Na região de Lisboa, e nesta época do ano considerada, os valores da temperatura do ar mais elevados, da ordem de 28 a 26°C são simulados na região de Lisboa e verifica-se que a influência do mar se faz sentir significativamente até cerca de 950 hPa, 600 a 700 m, com valores da ordem de -1°C a -2°C/km e que aumenta de forma significativa junto à linha de costa para valores de -10°C/km, o qual diminui para valores da ordem de -7 a -8°C/km nas regiões mais interiores.

Às 18 UTC, na região costeira são simulados valores da ordem de 24 a 26°C à superfície nas camadas superficiais e junto à linha de costa o gradiente vertical da temperatura do ar em altitude varia -1°C/100 m na camada superficial até altitudes da ordem de 1,5°C nas regiões mais interiores na mesma espessura e a variação horizontal da temperatura do ar varia significativamente na região costeira, como se pode verificar pelas isotérmicas em que junto ao mar e à superfície correspondem nas regiões mais interiores a altitudes da ordem dos 100 m no extremo da área simulada.

Às 00 UTC, com a diminuição dos valores da temperatura do ar à superfície e nas camadas mais baixas, abaixo dos 100 m são da ordem de 0°C/km.

---

## 6.5 Resultados das simulações no sotavento do Algarve (Olhão e Estói)

À semelhança das campanhas anteriores apresentam-se resultados de simulações com MM5 que são comparadas com os resultados de observações da temperatura do ar e do vento à superfície no local da campanha meteorológica em Olhão, no Sotavento do Algarve, para o período de 9 a 11 de Setembro de 1993.

### 6.5.1 Temperatura do ar e vento à superfície

Na Fig. 6.5.1, apresentam-se os valores da temperatura do ar observados e simulados com MM5. Reconhece-se que neste período, os valores da temperatura mínima do ar à superfície, nos dias 10 e 11 são sobrestimados em cerca de 2 a 3°C enquanto que os valores mais elevados da temperatura do ar observados são muito próximos sendo as variações mais acentuadas da temperatura do ar observadas, relativamente bem simuladas. É de notar que

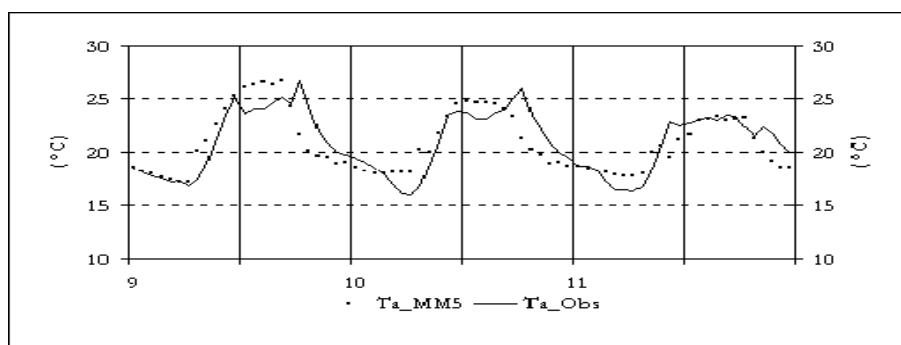


Fig. 6.5.1 Temperatura do ar à superfície, observada e simulada com MM5 (Olhão, 9 – 11 de Setembro de 1993)

neste local de observações e nos 3 dias simulados a descida brusca da temperatura do ar em cerca de 2°C às 11 UTC e que se mantém praticamente constante, com valores aproximados de 25°C até às 17 UTC, seguida de subida de temperatura de 1 a 2°C até às 18 UTC, seguida de descida como resultado do arrefecimento a partir do fim da tarde. Os resultados simulados e os observados, em particular, mostram de forma clara a hora de início e fim da brisa do mar nesta região sul de Portugal Continental, na época do ano e nas condições meteorológicas consideradas.

### 6.5.2 Componentes u e v do vento à superfície

Na Fig. 6.5.2, apresentam-se os valores das componentes u e v do vento à superfície simulados e observados em Olhão. Os valores simulados da intensidade do vento são em regra muito próximos dos valores observados. Neste exemplo verifica-se o aumento acentuado dos valores da componente u positiva de 2 m/s durante a noite e princípio da manhã para valores de 6 m/s às 12 UTC e 7 a 9 m/s ao final da tarde. Estes valores da componente u do vento são resultado da intensificação do vento de N e NW, associados à brisa do mar com origem na costa ocidental de Portugal Continental que se faz sentir nesta região do sul a partir das 11 e 12 UTC e associada a uma componente v também positiva a partir desta hora, com valores que atingem 3 m/s.

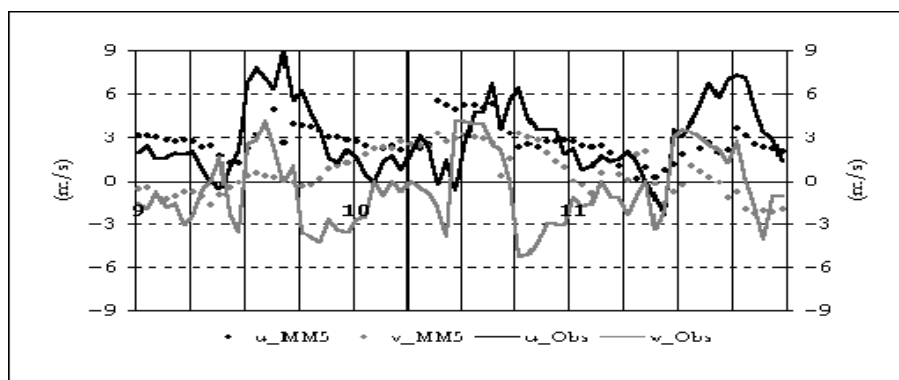


Fig. 6.5.2 – Componentes u e v do vento à superfície, observadas e simuladas com MM5 (Olhão, 9 – 11 de Setembro de 1993)

### 6.5.3 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície

A título de exemplo e na parte final do trabalho apresenta-se um conjunto de simulações do campo do vento e da temperatura do ar à superfície para o dia 9 de Setembro de 1993 relativas aos 3 domínios de simulação.

Assim, nas Fig. 6.5.3.a e 6.5.3.b, apresentam-se os resultados para o dia 9 às 12 UTC e do dia 10 às 00 UTC e nas Fig. 6.5.4.a e 6.5.4.b os resultados simulados para o dia 9 às 12 UTC e dia 10 às 00 UTC nas Fig. 6.5.5 para o dia 9 às 12 UTC e dia 10 às 00 UTC, respectivamente.

Relativamente às Fig. 6.5.3.a e 6.5.3.b, verifica-se que o modelo simula com boa aproximação o campo do vento associado ao anticiclone dos Açores e o contraste da temperatura do ar à superfície para este dia e que é característico nesta época em Portugal Continental no fim da época de verão, reconhecendo-se que às 12 UTC a temperatura do ar à superfície nesta época do ano é, em geral, superior à temperatura da água do mar nas regiões costeiras e durante o período nocturno os valores da temperatura do ar são mais baixos em cerca de 5 a 8°C.

Nas Fig. 6.5.4 e 6.5.5, os contrastes referidos são, como seria de esperar, idênticos mas atendendo à malha de simulação mais apertada utilizada nas simulações são bem evidenciados a diminuição dos valores da intensidade do vento durante a noite, com valores da ordem de 8 a 10 m/s para valores da ordem de 2 a 3 m/s. Nas Fig. 6.5.5, verifica-se que durante o dia, em particular às 12 UTC, a intensificação do vento na zona costeira e a inflexão para SE no campo do vento na zona costeira do sul de Portugal Continental, associado à forma da linha de costa para oeste e durante a noite os ventos à superfície são muito fracos, em particular a norte do Cabo Carvoeiro e a sul de Setúbal até ao Cabo de São Vicente.

Nas Fig. 6.5.6.a a 6.5.6.l, apresenta-se o campo do vento e da temperatura do ar à superfície simulados entre as 09 UTC do dia 9 de Setembro de 1993 as 18 UTC do dia 10 de Setembro de 1990, de 3 em 3 horas. Reconhece-se que neste domínio o campo do vento é bem simulado e a sequência temporal de figuras apresenta consistência no que diz respeito ao vento e à temperatura do ar à superfície. Por exemplo, o campo do vento simulado às 12 UTC do dia 9 de Setembro e o campo do vento simulado para o dia seguinte à mesma hora apresenta semelhança no que diz respeito ao campo do vento em toda a linha de costa a sul de Lisboa, i.e. a intensificação do vento N com rotação para NW e W associado à influência do contorno



da linha de costa e à diferença de temperaturas entre o mar e a terra que a esta hora apresenta uma diferença de 10 a 15°C.

A partir das 15 UTC e até às 18 UTC, verifica-se que o campo do vento é praticamente inalterado em toda a parte sul de Portugal Continental com valores na região marítima costeira com valores de 7 a 9 m/s na zona litoral e ventos que não ultrapassam 3 a 4 m/s ao fim do dia e que se reduzem ainda mais durante o fim da tarde e noite com algumas zonas do interior com ventos de intensidade inferiores a 1 m/s.

A influência do Atlântico no sul de Portugal Continental faz-se sentir particularmente durante o dia onde se registam na zona costeira ventos fracos de S e SW que têm origem na rotação nos ventos de norte provocados pela linha de costa e algum efeito associado à brisa de mar, mas que se fará sentir numa extensão em terra relativamente reduzida, não ultrapassando as regiões mais planas da faixa costeira em particular do sotavento do Algarve, com 10 a 20 km, uma vez que nesta zona o contraste térmico mar - terra é aproximadamente de 10°C e portanto, inferior ao que se regista nas regiões costeiras ocidentais, para além de que as barreiras montanhosas das serras de Monchique no Barlavento Algarvio e da serra do Caldeirão no Sotavento do Algarve forçam o bloqueio da entrada de ar de sul em terra e ainda o efeito da nortada que se faz sentir em na região costeira ocidental de Portugal Continental.

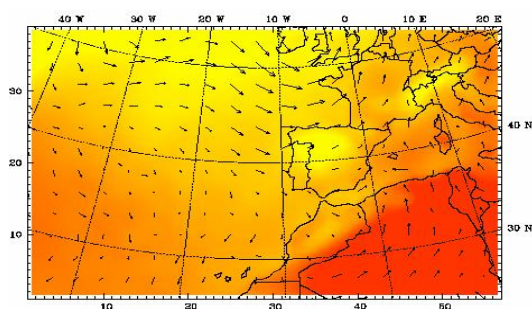


Fig. 6.5.3.a 9/09/1993, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 13 \text{ m/s}$ )

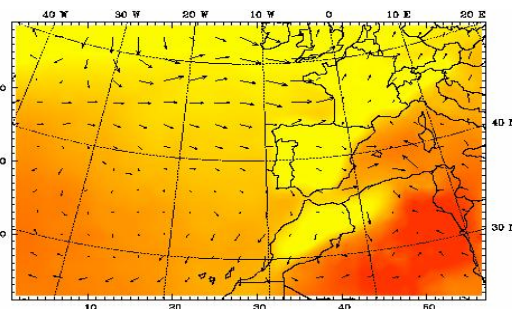


Fig. 6.5.3.b 10/09/1993 00 UTC ( $V_{\text{máx}} = 13 \text{ m/s}$ )

Fig.6.5.3 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície, simulados com MM5 (Domínio 1)

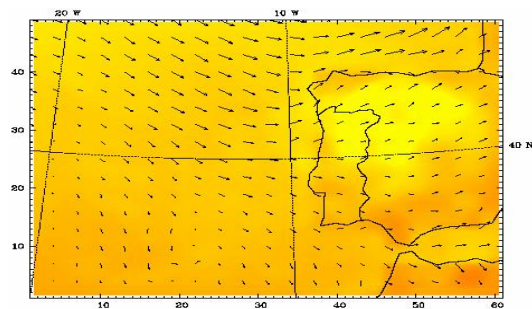


Fig. 6.5.4.a 9/09/1993, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 12 \text{ m/s}$ )

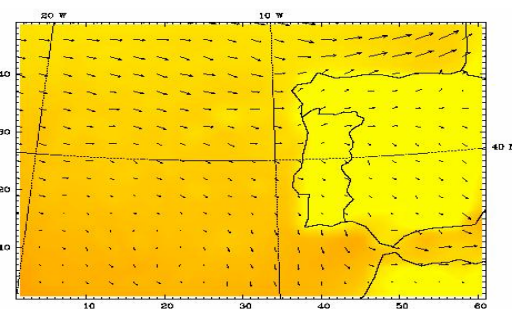


Fig. 6.5.4.b 10/09/1993, 00 UTC ( $V_{\text{máx}} = 12 \text{ m/s}$ )

Fig.6.5.4 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície, simulados com MM5 (Domínio 2)

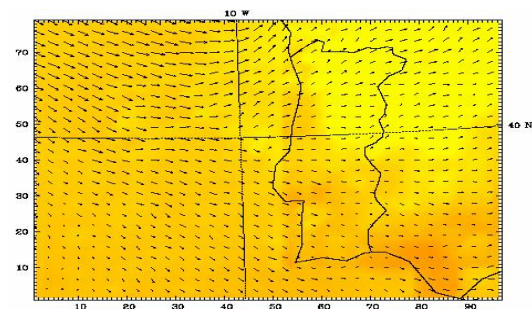


Fig. 6.5.5.a 9/09/1993, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 9 \text{ m/s}$ )



Fig. 6.5.5.b 9/09/1993, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 7 \text{ m/s}$ )

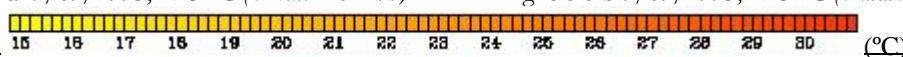


Fig.6.5.5 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície, simulados com MM5 (Domínio 3)



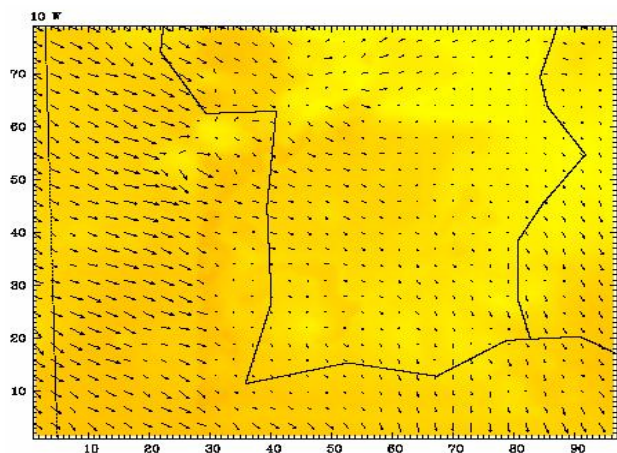
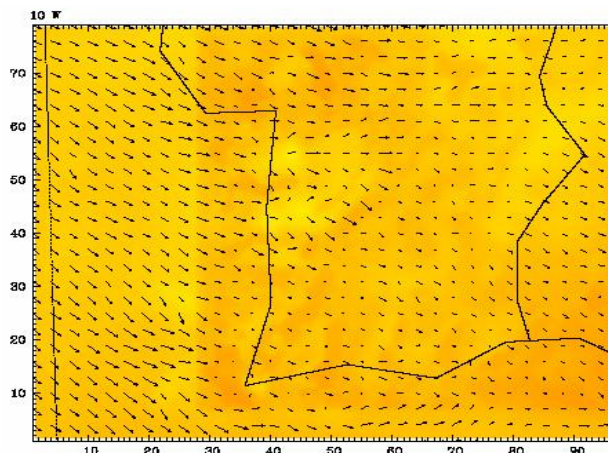
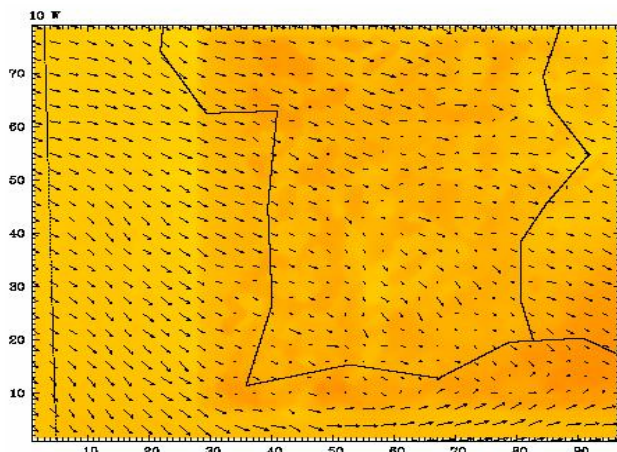
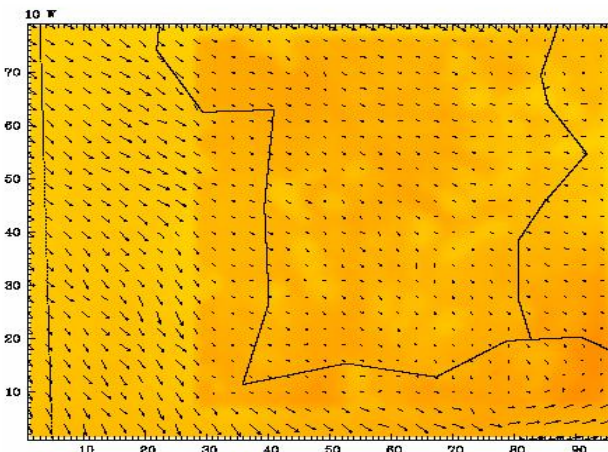
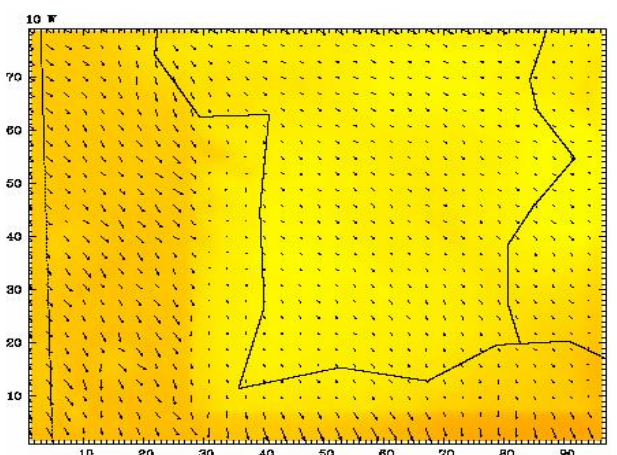
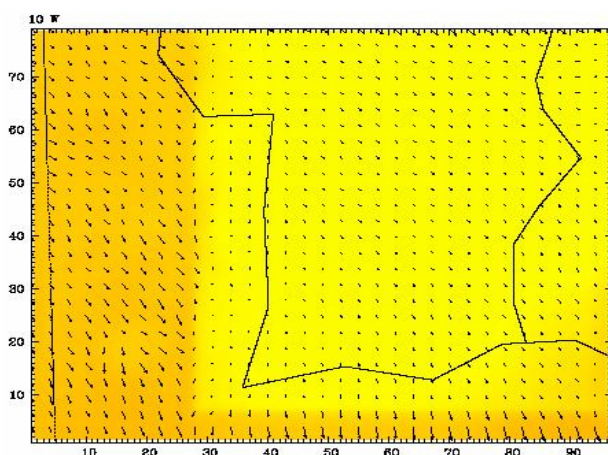
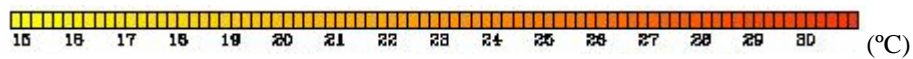
Fig. 6.5.6.a 9 de Setembro 1993, 09 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,7 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.b 9 de Setembro 1993, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,5 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.c 9 de Setembro 1993, 15 UTC ( $V_{\text{máx}} = 7,3 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.d 9 de Setembro 1993, 18 UTC ( $V_{\text{máx}} = 7,5 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.e 9 Setembro 1993, 21 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,4 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.f 9 de Setembro 1993, 00 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,3 \text{ m/s}$ )

Fig.6.5.6 Campo do vento e da temperatura do ar à superfície, simulados com MM5 (Domínio 4)





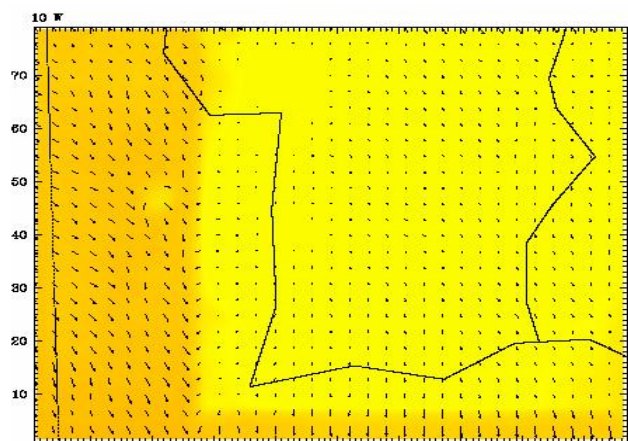
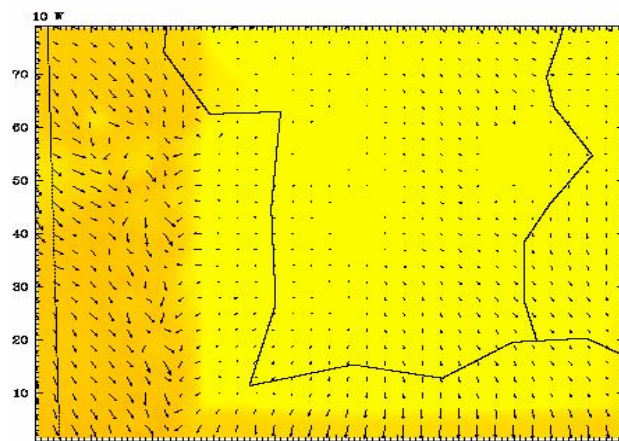
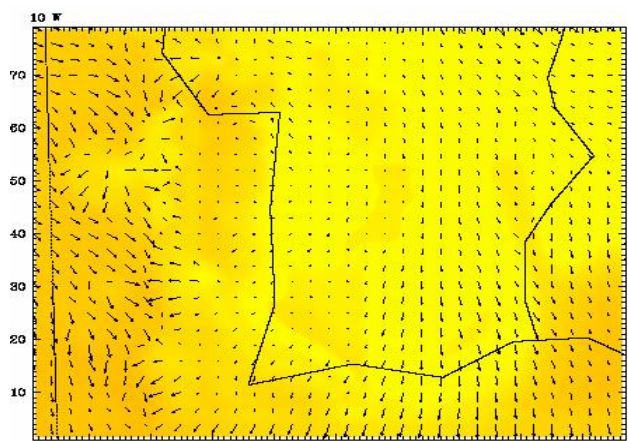
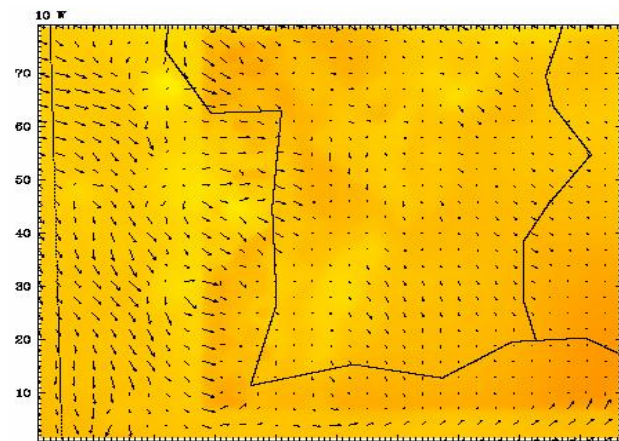
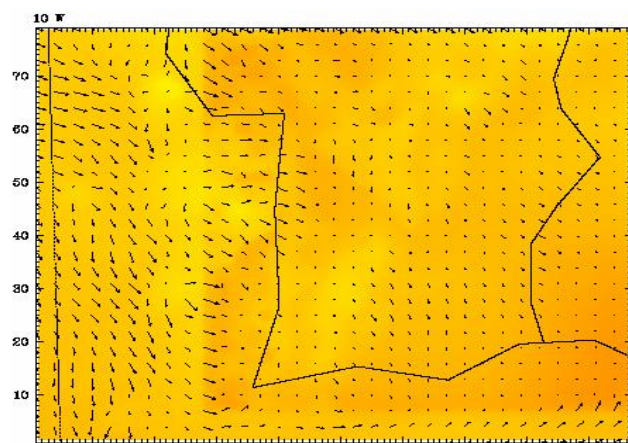
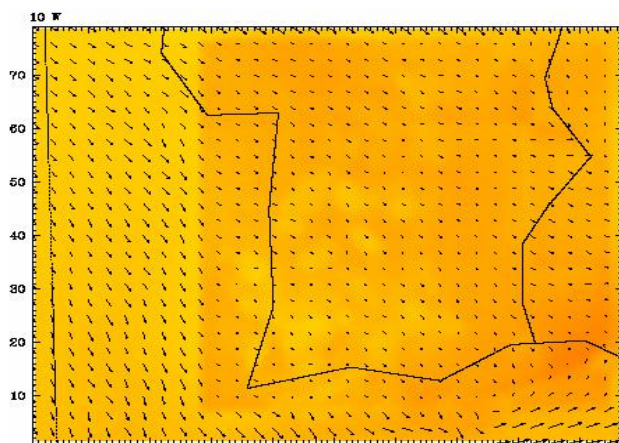
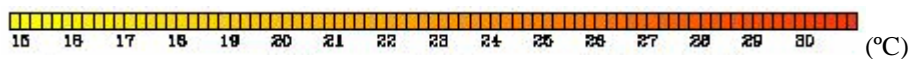
Fig. 6.5.6.g 10 de Setembro 1993, 00UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,9 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.h 10 de Setembro 1993, 03UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,4 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.i 10 de Setembro 1993, 06 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,4 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.j 10 de Setembro 1993, 09 UTC ( $V_{\text{máx}} = 4,6 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.k 10 de Setembro 1993, 12 UTC ( $V_{\text{máx}} = 4,3 \text{ m/s}$ )Fig. 6.5.6.l 10 de Setembro 1993, 18 UTC ( $V_{\text{máx}} = 8,5 \text{ m/s}$ )

Fig. 6.5.6 (cont.) Campo do vento e da temperatura do ar à superfície, simulados com MM5 (Domínio 4)

#### 6.5.4 Cortes verticais W - E do vento e da temperatura do ar

Nas Fig. 6.5.7.a a 6.5.7.l, apresentam-se os perfis verticais E - W do vento e da temperatura do ar, desde a superfície até aos 500 hPa (5500 m, aproximadamente) desde o dia 9 de Setembro de 1993 até às 18 UTC do dia 10 de Setembro de 1993, de 3 em 3 horas.

Nas figuras referidas anteriormente, o local de observações situa-se aproximadamente ao quilómetro 60. A parte oeste nos gráficos coincide aproximadamente com a região sul de Portimão e a leste à região atlântica a sul de Tavira.

Às 09 UTC é simulado vento de NW e W em todo o domínio com muito fracas intensidades, inferiores a 1 a 2 m/s à superfície, e que atinge cerca de 14 m/s aos 5500 m.

Às 12 UTC é notório que a intensidade do vento nas primeiras centenas de metros, até aos 900 hPa (cerca de 1000 m) aproximadamente com valores de 5 a 6 m/s com variações no rumo do vento entre NW e SW ao longo da faixa sul do Algarve, sendo estas variações do rumo do vento mais significativas nas regiões de Portimão e Albufeira e a leste de Olhão e resultam da influência do contorno da linha de costa da região sul de Portugal Continental. Estas variações do vento em altitude são visíveis nos gráficos até cerca de 800 hPa (2000 m), aproximadamente, sendo as intensidades do vento da ordem de 6 a 8 m/s a estes níveis e também às 18 UTC, em particular na parte leste da região de simulação.

Durante a noite, o campo do vento em altitude à latitude de Olhão, entre as 21 e as 09 UTC torna-se mais estacionário tanto à superfície como em altitude com ventos muito fracos até 1000 m de altitude aproximadamente e com máximos na camada limite entre os 100 a 200 m de altitude.

Relativamente à temperatura do ar em altitude as simulações à 09 UTC do dia 9 de Setembro de 1993 reflectem perfis realistas, com gradiente vertical da temperatura do ar com valores da ordem de 6°C/km até aos 1500 m de altitude aproximadamente e uma ligeira inversão da temperatura do ar a cerca de 1800 m (800 hPa) e que se mantém até às 12 UTC. Durante a tarde e meio da tarde com o aquecimento mais acentuado o gradiente vertical da temperatura do ar aumenta para valores da ordem de 10°C/km e como resultado dos movimentos de convecção a inversão em altitude desaparece. Durante a tarde os valores da temperatura do ar simulados são da ordem de 22°C, e que correspondem a valores realistas comparativamente com os observados no local.

Durante a noite, às 00 e 03 UTC são simulados gradientes verticais da temperatura do ar com valores aproximados de 6°C/km na região de Olhão, com temperaturas do ar à superfície com valores da ordem de 16°C.

Em todas as simulações são de destacar os valores ligeiramente mais baixos da temperatura do ar simulados na parte oeste do corte W - E simulado, sendo mais evidentes durante o período nocturno, com diferenças da ordem dos 2 a 3°C e que resultam essencialmente da proximidade ao atlântico oeste com temperaturas da água do mar 3 a 4°C mais baixas e dos ventos de N e NW mais fortes que se fazem sentir em comparação com a parte leste de simulação. Durante o dia estas diferenças de temperatura do ar à superfície são menos significativas.

---



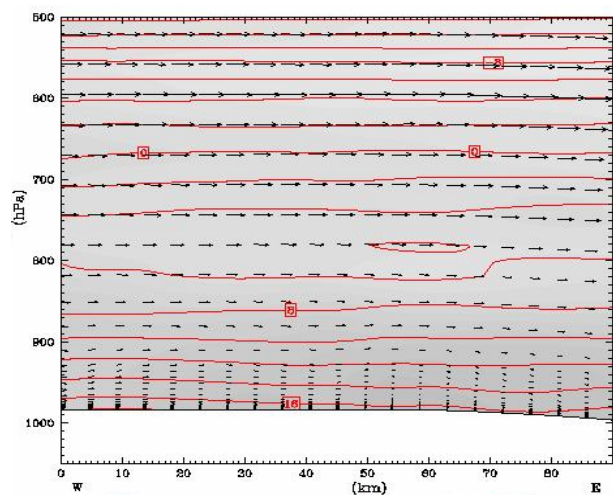


Fig.6.5.7.a 09 de Setembro 1993, 09 UTC

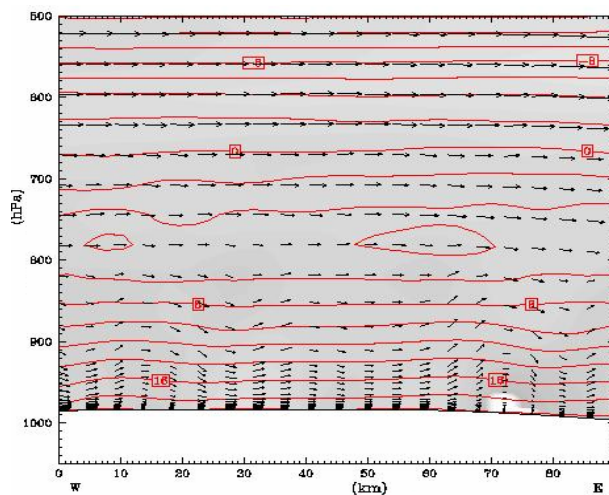


Fig.6.5.7.b 09 de Setembro 1993, 12 UTC

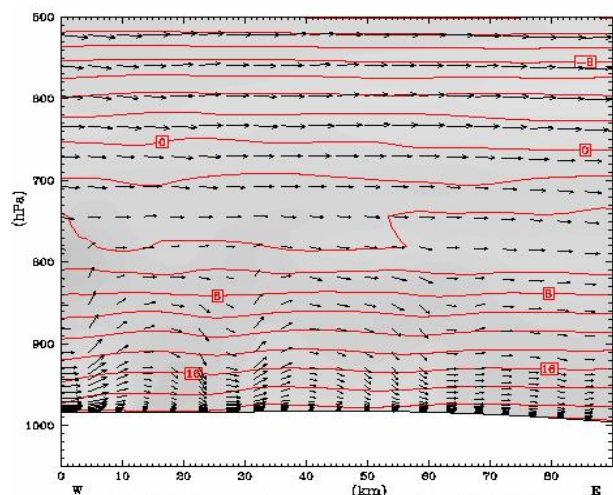


Fig.6.5.7.c 09 de Setembro 1993, 15 UTC

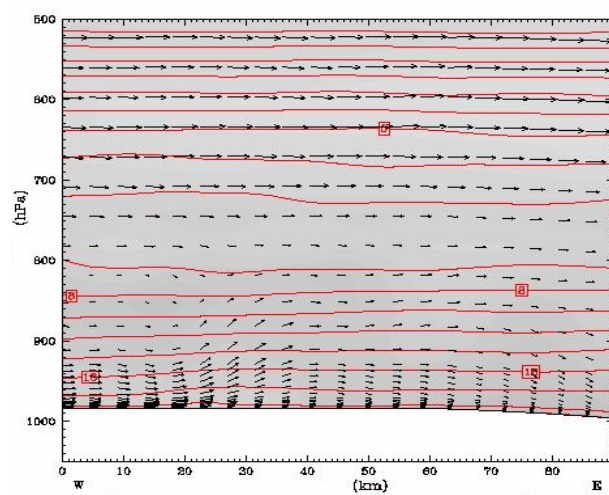


Fig.6.5.7.d 09 de Setembro 1993, 18 UTC

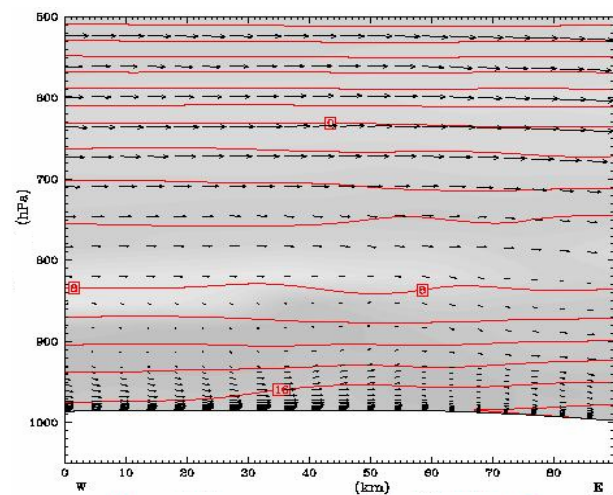


Fig.6.5.7.e 09 de Setembro 1993, 21 UTC

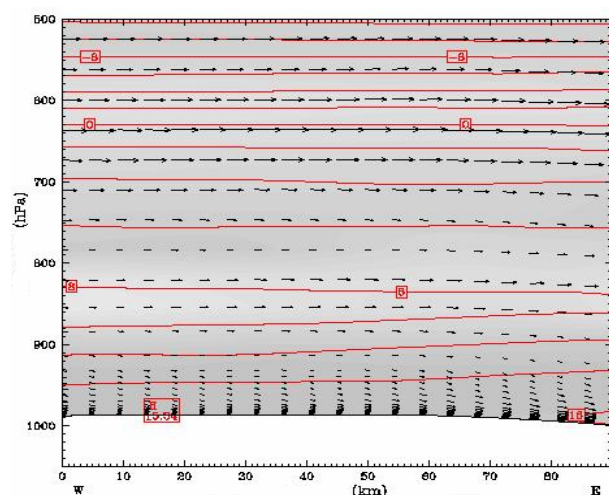


Fig.6.5.7.f 10 de Setembro 1993, 00 UTC

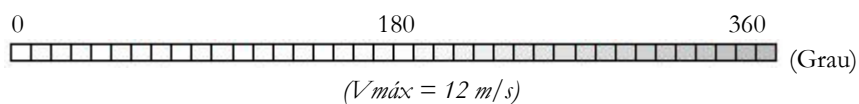


Fig.6.5.7 - Cortes verticais (W - E) do vento e da temperatura do ar, simulados com MM5

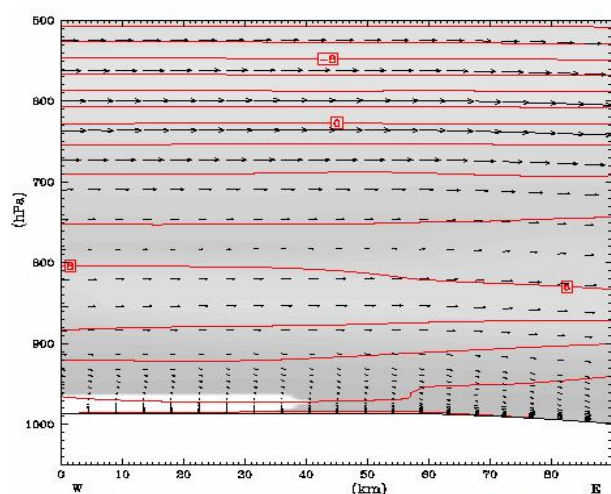


Fig. 6.5.7.g 10 de Setembro 1993, 03 UTC

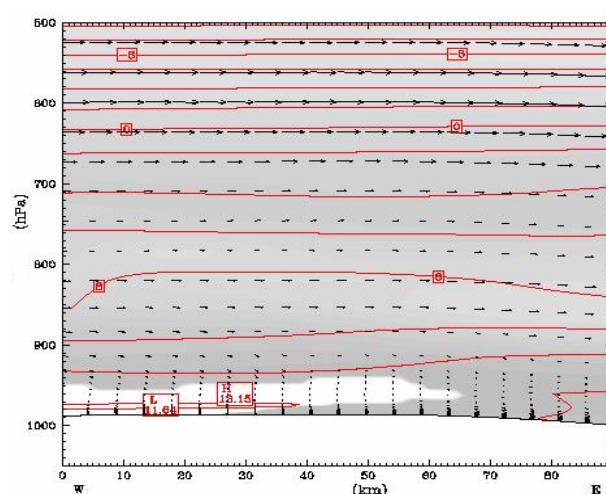


Fig. 6.5.7.h 10 de Setembro 1993, 06 UTC

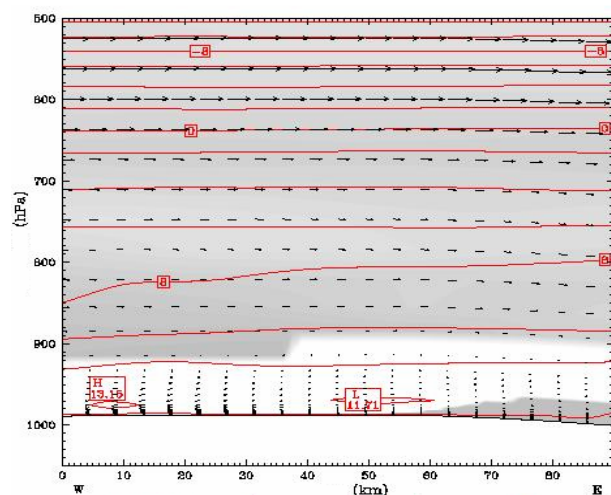


Fig. 6.5.7.i 10 de Setembro 1993, 09 UTC

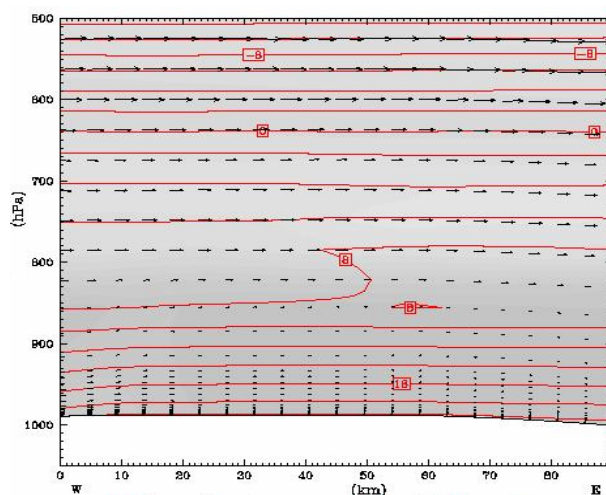


Fig. 6.5.7.j 10 de Setembro 1993, 12 UTC

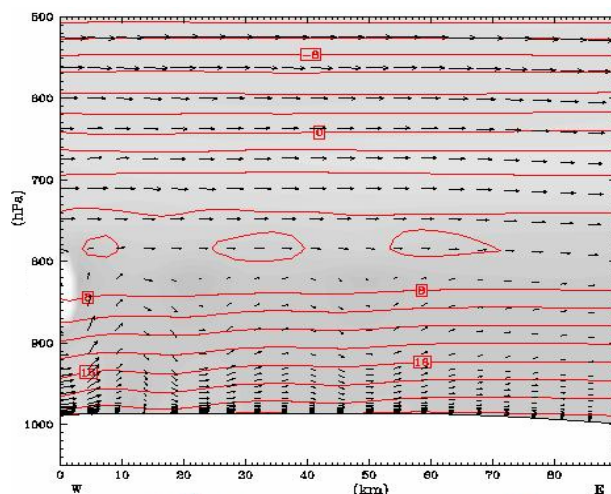


Fig.6.5.7.k 10 de Setembro 1993, 15 UTC

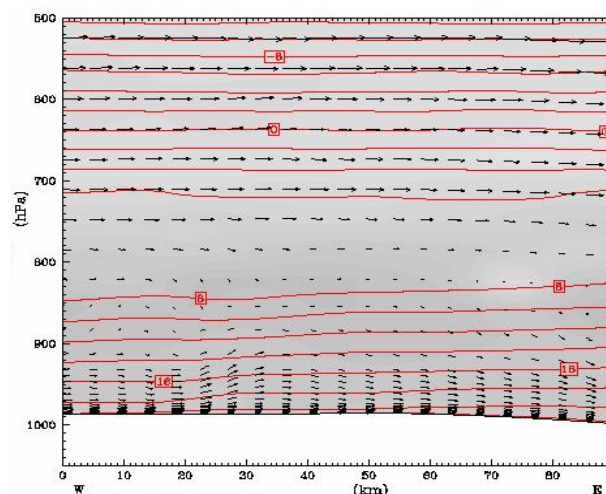


Fig.6.5.7.l 10 de Setembro 1993, 18 UTC

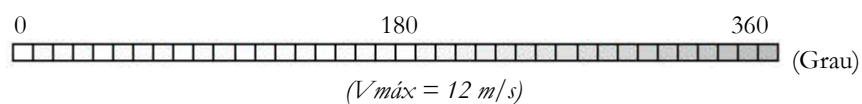


Fig.6.5.7 (Cont) Cortes verticais (W - E) do vento e da temperatura do ar , simulados com MM5



### 6.5.5 Cortes verticais N-S do vento e da temperatura do ar

Nas Fig. 6.5.8.a a 6.5.8.l, apresentam-se cortes verticais do vento e da temperatura do ar simulados com MM5, desde a superfície até 500 hPa, (5500 m aproximadamente) de 3 em 3 horas, desde as 09 UTC do dia 9 de Setembro às 18 UTC do dia 10 de Setembro de 1993.

A região de Olhão situa-se aproximadamente ao km 20 nas figuras e as regiões com maior elevação, entre 300 a 400 m, correspondem à parte leste da serra do Caldeirão.

Regra geral, em todo o corte S-N simulado, o vento nas camadas mais superficiais é essencialmente de NW, N e NE. Às 09 UTC do dia 9 de Setembro de 1993 o vento apresenta rumo praticamente de N em todo o perfil que aumenta desde a superfície com valores da ordem de 2 a 3 m/s até cerca de 900 hPa (920 m aproximadamente) para valores da ordem de 6 a 8 m/s. Às 12 UTC, o perfil do vento na região de Olhão apresenta valores relativamente fracos, inferiores a 2 m/s com rumo NE; os ventos mais intensos, da ordem de 6 a 8 m/s são simulados nas regiões mais altas do sul com ventos de N e às 15 UTC são simulados ventos à superfície e nas primeiras camadas da atmosfera, até 1000 m aproximadamente, ventos de S e SW com enfraquecimento do vento na região de simulação a cerca de 60 km da linha de costa, embora com ventos de norte; este enfraquecimento resulta do efeito da brisa do mar na costa sul de Portugal Continental, que se contrapõe aos ventos de N e NW, resultantes da circulação geral da atmosfera na região e da brisa do mar com origem na costa ocidental de Portugal Continental que se sobrepõe à brisa do mar da costa sul; o campo do vento é praticamente uniforme com máximos de intensidade do vento entre os 600 e 800 m e que é simulado também durante a noite do dia 10 de Setembro de 1993. Só a partir das 12 UTC do dia 10 de Setembro de 1993 se verifica uma diminuição da intensidade do vento para valores da ordem de 2 a 3 m/s à superfície e às 15 UTC são simuladas, na região de Olhão, perturbações no regime do vento à superfície e em altitude resultantes da linha de costas e das diferenças de temperatura entre a superfície do mar e da terra, com ventos de S à superfície e que rodam para SE em altitude.

Relativamente ao perfil da temperatura do ar, verifica-se às 09 UTC do dia 9 de Setembro de 1993 que a temperatura do ar simulada à superfície é de 18 a 20°C e o perfil da temperatura do ar apresenta gradiente vertical de -10°C/km, aproximadamente. Às 12 UTC, para o mesmo dia verifica-se um ligeiro aumento da temperatura do ar à superfície, cerca de 2°C e o gradiente vertical da temperatura do ar aumenta ligeiramente para 12°C/km e o campo da temperatura do ar até cerca de 1000 a 1500 m de altitude mantém-se praticamente constante.

Durante o período diurno nesta região de simulação verifica-se que as temperaturas do ar são aproximadamente 2°C superiores na parte norte da região simulada do que na parte sul, junto ao mar devido essencialmente ao efeito de continentalidade, enquanto durante o período nocturno, por exemplo 00 e 03 UTC do dia 10 de Setembro de 1993, as temperaturas do ar nas camadas superficiais são superiores 2 a 4°C junto ao mar e que se acentua durante a madrugada, cerca das 06 UTC. Entre as 09 e 18 UTC do dia 10 de Setembro não se verificam variações apreciáveis no campo da temperatura do ar em altitude, sendo no entanto de referir que entre os 1000 e 1500 m de altitude, em particular durante o período diurno, são registadas inversões da temperatura do ar na região. Neste período de simulações, que corresponde ao fim de verão, as temperaturas do ar à superfície são inferiores às temperaturas que se registam nos meses de Julho e Agosto e que por conseguinte dão origem a diferenciais da temperatura à superfície, mais significativas.

---

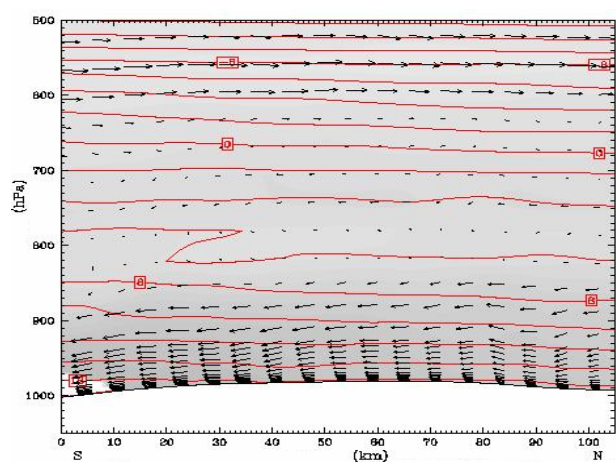


Fig. 6.5.8.a 9 de Setembro 1993, 09 UTC

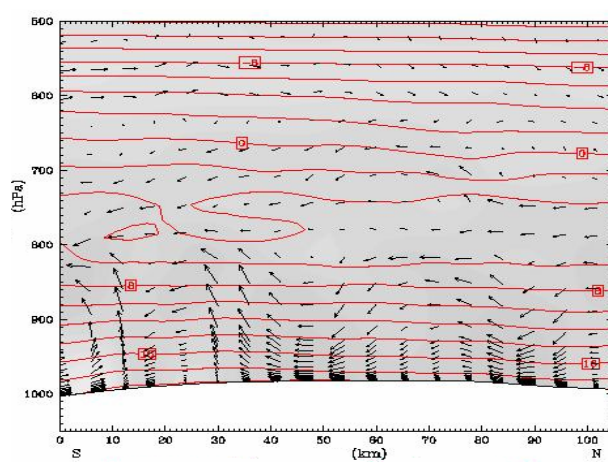


Fig. 6.5.8.b 9 de Setembro 1993, 12 UTC

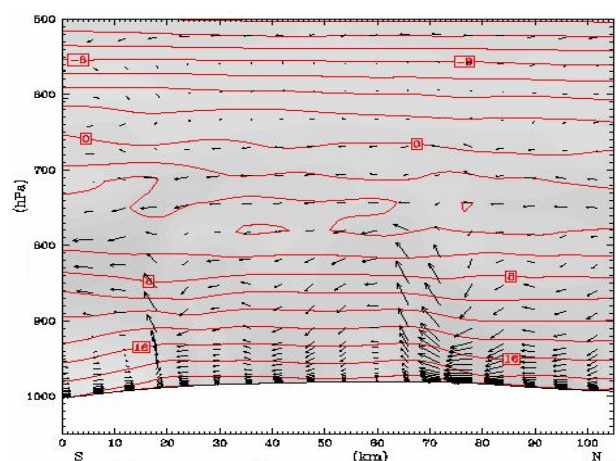


Fig. 6.5.8.c 9 de Setembro 1993, 15 UTC

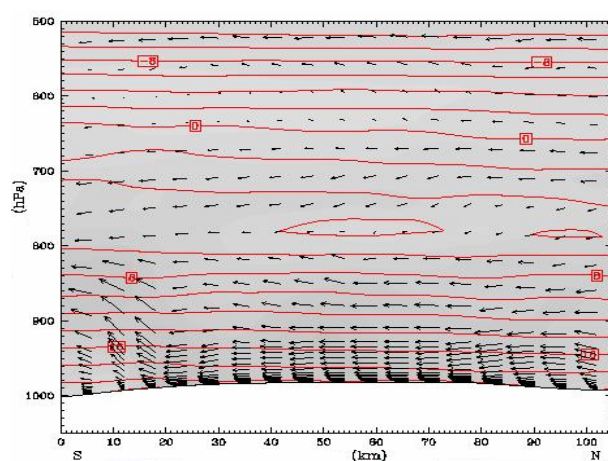


Fig. 6.5.8.d 9 de Setembro 1993, 18 UTC

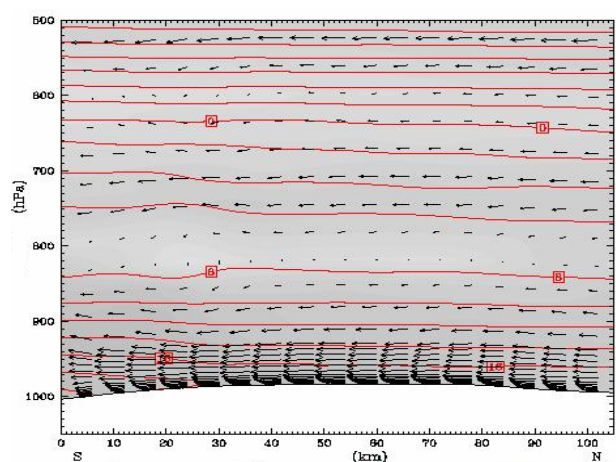


Fig. 6.5.8.e 10 de Setembro 1993, 21 UTC

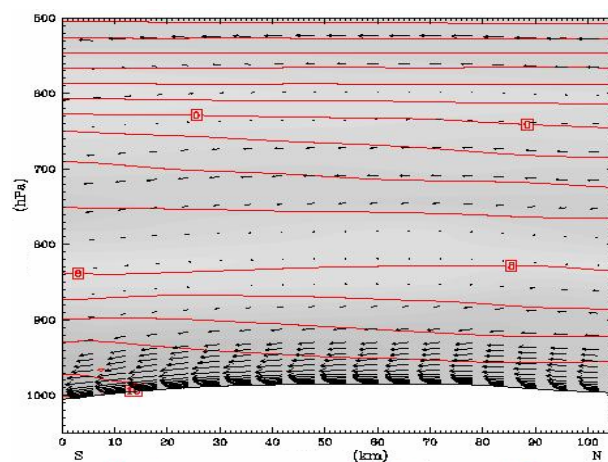


Fig. 6.5.8.f 10 de Setembro 1993, 00 UTC

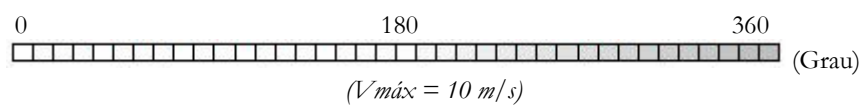


Fig. 6.5.8 Cortes verticais (S-N) do vento e da temperatura do ar à superfície, simulados com MM5

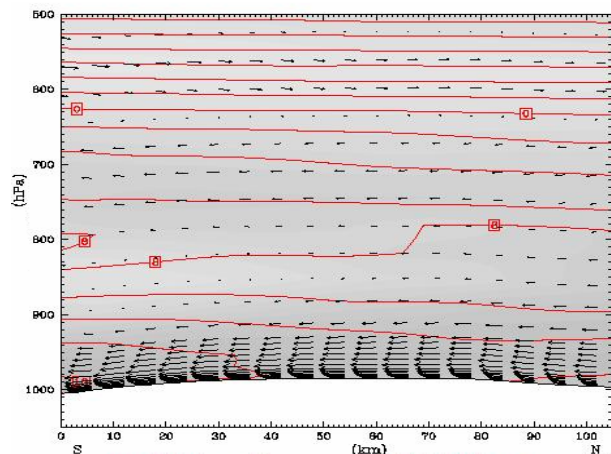


Fig. 6.5.8.g 10 de Setembro 1993, 03 UTC

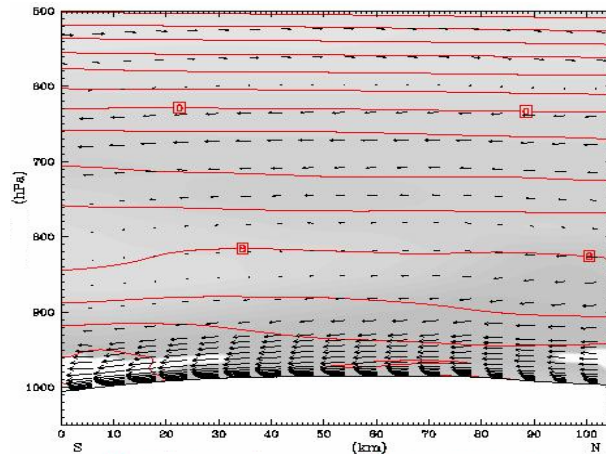


Fig. 6.5.8.h 10 de Setembro 1993, 06 UTC

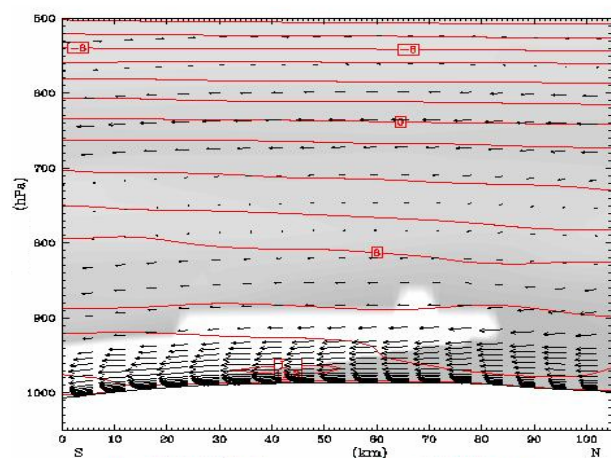


Fig. 6.5.8.i 10 de Setembro 1993, 09 UTC

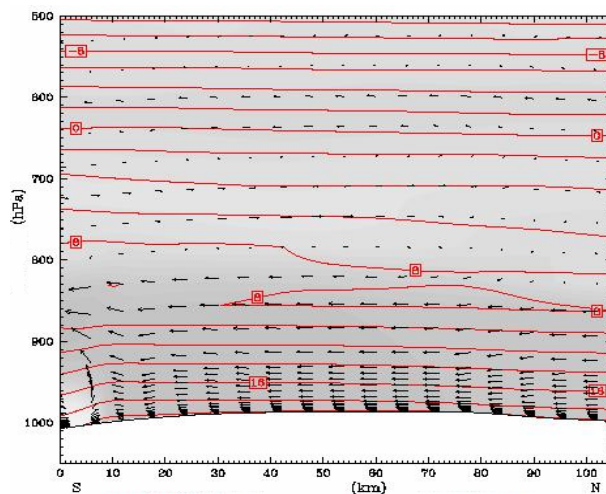


Fig. 6.5.8.j 10 de Setembro 1993, 12 UTC

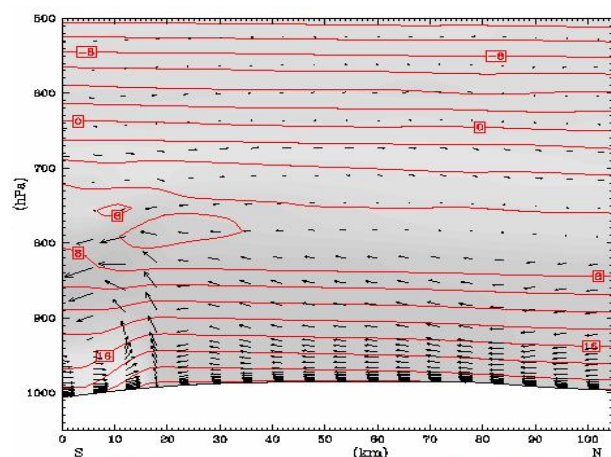


Fig. 6.5.8.k 10 de Setembro 1993, 15 UTC

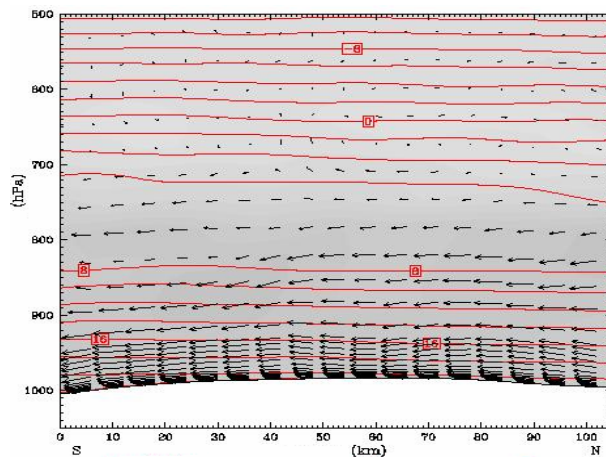


Fig. 6.5.8.l 10 de Setembro 1993, 18 UTC

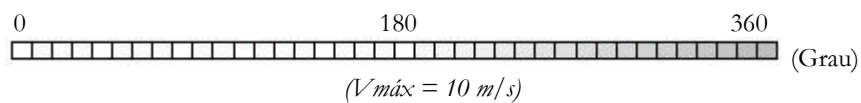


Fig.6.5.8 (cont.) Cortes verticais (S-N) do vento e da temperatura do ar à superfície, simulados com MM5



## Capítulo VII

### Resumo e conclusões

Os resultados apresentados foram essencialmente baseados em campanhas meteorológicas com dados, numa primeira fase, globalmente coligidos pelo autor com o apoio técnico e científico de muitos colegas que ajudaram a reunir toda a informação obtida. As conclusões de encerramento da conferência ICUC em Novembro de 1999 pelo Professor R. D. Bornstein (SJSU-USA), no sentido de se dar maior utilização científica aos resultados das campanhas meteorológicas, referindo-se especificamente ao caso de Portugal, vieram dar maior motivação à execução deste trabalho.

Como seria de esperar, não foi possível apresentar todos os resultados observacionais de mais de uma dezena de campanhas meteorológicas realizadas, mas foi indirectamente aproveitado o conhecimento experimental obtido na participação directa nas mesmas, ficando muita informação disponível e arquivada para utilização futura.

As várias campanhas tiveram objectivos diferentes, tanto no que diz respeito à sua utilização em termos de caracterização de condições meteorológicas específicas, como no melhoramento e desenvolvimento de modelos, aplicações e aperfeiçoamento de algoritmos.

No que cabe ao INMG / IM destaca-se o prestígio de ter colaborado com diferentes grupos de trabalho científicos que de alguma forma, directa ou indirectamente, foi bem reconhecida.

Os equipamentos utilizados nas campanhas que aqui se descreveram, em particular a partir de 1989, contribuíram significativamente para o desenvolvimento e implementação da rede nacional de estações meteorológicas automáticas e da rede meteorológica urbana e para a remodelação de sistemas de radiossondagem. As metodologias têm vindo a ser aplicadas e utilizadas por empresas privadas portuguesas de desenvolvimento de equipamentos e software incluindo os métodos e técnicas utilizados para calibração de equipamentos.

---

O objectivo científico de todas as campanhas foi aprofundar o conhecimento local das situações e características termomecânicas da camada limite atmosférica e na baixa troposfera, em particular para estudos de modelação e dispersão de poluentes atmosféricos por diferentes grupos científicos nacionais, como a Universidade de Aveiro / Departamento de Ambiente e Ordenamento e a Faculdade de Ciências de Lisboa.

Muitos dos resultados foram também utilizados em projectos COST nos quais o IM participou designadamente COST76 e COST720, com Sodar e Echosonde, para o desenvolvimento de sistemas de observação remota e COST715 em estudos de meteorologia aplicada a problemas de poluição urbana e onde foram utilizados particularmente os dados das campanhas CICLUS.

Utilizaram-se de forma directa os resultados das campanhas realizadas na Tapada do Outeiro/Gondomar, Leirosa/Figueira da Foz, Lisboa/Évora/Neves Corvo, Sines/Cabo e Sotavento do Algarve, por se considerar serem as mais representativas na cobertura das regiões do litoral mais densamente povoadas e com maior actividade industrial. Com maior continentalidade foram utilizados os dados da campanha do Pego / Abrantes.

No início do trabalho fez-se uma abordagem preliminar sobre o clima de Portugal Continental, sobre as massas de ar que atingem o território nacional e também sobre a climatologia da temperatura da água do mar à superfície, pois só assim se poderá compreender a influência marcante e condições essenciais das situações meteorológicas típicas que dão origem à formação, desenvolvimento e intensificação de brisas costeiras e a sua influência no clima local.

Ao longo do trabalho e para cada uma das campanhas e aplicações dos modelos foram apresentadas algumas conclusões pelo que não seria adequado aqui fazer uma repetição dessas mesmas conclusões. Destacam-se as mais significativas, em particular a utilização dos dados meteorológicos obtidos nas campanhas mais representativas, realizadas entre 1996 e 2000.

A análise comparativa das grandezas meteorológicas registadas durante os períodos das campanhas, designadamente as que foram realizadas entre Julho e Setembro, revela que as condições meteorológicas observadas foram normais para a época com predominância de massas de ar tropical marítimo, com formação de neblinas e nevoeiros matinais com origem em fenómenos de advecção, característicos nas zonas costeiras de Portugal Continental.

Assim, dos resultados observacionais é possível concluir que na região costeira da Figueira da Foz, que poderá ser considerada representativa da zona da costa da Prata que vai aproximadamente desde a zona norte de Aveiro até à região de Peniche, o início da brisa do mar faz-se sentir entre as 08 e as 11 UTC e que se mantém até às 20 ou 21 UTC na época do Verão.

---

Os valores da intensidade do vento à superfície são claramente distintos, com mínimos durante o período noturno, inferiores a 2 m/s e valores máximos, variando entre 4 e 10 m/s, durante o período diurno, em particular depois do meio-dia e durante a tarde.

A intensificação do vento à superfície com rumos geralmente associados de N/NW é justificado pela influência do anticiclone dos Açores e que durante o período diurno é intensificado pelo efeito da brisa do mar e que resulta, naturalmente, do contraste entre a temperatura da água do mar à superfície e do solo, como demonstrado nos resultados das campanhas (Cap. IV).

A partir do meio-dia a componente zonal do vento em altitude aumenta significativamente para valores da ordem de 3 m/s à superfície e que se estende até cerca de 500 m e, a meio da tarde, atingindo valores médios máximos da ordem de 6 m/s numa camada com espessura da ordem de 1500 m. Assim é possível que o efeito da brisa do mar se faça sentir até cerca de uma centena de quilómetros no interior dependendo dos efeitos geográficos e fisiográficos locais, associados aos vales e montanhas na região.

Na região costeira ocidental sul de Portugal Continental o início da brisa do mar faz-se sentir ligeiramente mais tarde do que na costa ocidental norte e que terá a ver com os valores cerca de 2 a 3°C mais elevados da temperatura da água do mar. O efeito da brisa do mar faz-se sentir até ao princípio da noite com máximos da componente zonal do vento da ordem de 4 a 5 m/s. Devido à existência de cadeias montanhosas pouco significativas (serras de Grândola e do Cercal com altitudes da ordem de 350 m e distâncias de 20 km da linha de costa, aproximadamente), a brisa do mar será suficientemente forte para se fazer sentir até 100 a 120 km no interior; até ao vale do rio Guadiana, aproximadamente.

Em toda a faixa costeira os valores da humidade relativa do ar são da ordem de 100% durante o período noturno e valores mínimos da ordem de 80% durante o período diurno, bem diferentes dos valores registados nas regiões do interior, com valores observados que são em regra inferiores a 50%.

Verifica-se assim que na região costeira ocidental sul de Portugal Continental para o mesmo tipo de condições meteorológicas a espessura da atmosfera em que se faz sentir a brisa do mar é menor e com menor extensão em terra o que resulta particularmente dos maiores valores da temperatura da água do mar.

A partir dos resultados obtidos no Verão no Pego/Abrantes, na região com maior continentalidade, conclui-se que ocorrem variações significativas do vento à superfície com ventos fracos durante a manhã entre 1 a 2 m/s e mais fortes ao fim da tarde com valores da

---

ordem de 5 m/s de W e WNW, o que corresponde à influência da brisa marítima a uma distância de 100 km, aproximadamente.

Uma das conclusões a realçar e relevante, diz respeito à interpretação dos resultados obtidos na campanha na Tapada do Outeiro/Gondomar, em que no fim do Outono é possível identificar o efeito do mar na estrutura termomecânica da região em particular o efeito da brisa que se faz sentir com valores da ordem de 1 a 2 m/s em presença de um contraste de temperatura terra-mar da ordem de 8°C.

Na região costeira sul do sotavento do Algarve, já no fim do Verão e em fase de transição para o Outono, os dados observados da campanha registam a influência do mar com as temperaturas médias mínimas às 07 UTC aproximadamente, que aumentando até cerca das 11 UTC e mantendo-se praticamente constante ao longo do dia até às 17 UTC aproximadamente, com valores médios máximos da ordem de 22 a 24°C. Na generalidade dos dias da campanha em que se faz sentir brisa do mar, os valores da temperatura do ar aumentam até cerca das 11 UTC seguido de uma ligeira descida da temperatura que corresponde à entrada de ar do mar, atenuando a amplitude do ciclo diurno.

Na região sul de Portugal Continental a intensidade da brisa do mar é significativa em termos de modulação das temperaturas do ar à superfície, mas a sua espessura não ultrapassará os 400 a 500 m e a sua extensão em terra será pequena o que resulta dos efeitos combinados das temperaturas mais elevadas da água do mar à superfície, do efeito da brisa com origem na costa ocidental de Portugal Continental e dos ventos associados ao campo da pressão atmosférica que se contrapõem aos ventos de sul nesta região costeira. A penetração da brisa não ultrapassará assim duas dezenas de quilómetros, uma vez que está também condicionada às regiões montanhosas das serras de Espinhaço do Cão (300 m), Serra de Monchique (900 m) e particularmente nesta região do sotavento do Algarve a Serra do Caldeirão (550 m), que têm as maiores elevações a cerca de 20 a 30 km da linha de costa.

Os resultados obtidos na campanha CICLUS, em que foram realizadas observações em simultâneo em Lisboa / Évora e Neves Corvo não foram os mais representativos para demonstrarem o efeito de brisa do mar na região de Lisboa tendo sido por isso optado por apresentar resultados da campanha AMAZOC'96 com alguns exemplos observacionais e simulações com o modelo TVM, que dão a indicação de que o efeito da brisa do mar se faz sentir na região de Lisboa e numa extensão significativa em terra.

Os resultados obtidos com os modelos TVM e MM5 são claramente distintos, como seria de esperar tendo em conta a própria concepção dos modelos. O modelo TVM é muito limitado em termos de duração do período de simulação não sendo possível obter resultados satisfatórios para além de 24 horas de simulação. No entanto para períodos de simulação

---



curtos simula razoavelmente bem o vento, em particular à superfície, reflectindo claramente os efeitos topográficos e de cobertura da superfície, em particular dos contrastes terra/mar.

Dos resultados dos modelos, em particular do modelo MM5, verifica-se que se ajustam com bastante rigor aos dados observacionais como foi demonstrado através de diferentes comparações para as várias campanhas em que este modelo simula claramente a influência do mar, em particular no que se refere às diferenças de temperatura da água do mar e da superfície do solo. As simulações mostram claramente que a brisa do mar é intensificada significativamente até regiões continentais que podem ultrapassar 100 km, assim como as variações do vento em altitude e nas regiões de vales e montanhas.

Face aos resultados apresentados, é legítimo concluir que o modelo MM5 pode ser uma ferramenta útil em termos de utilização operacional na previsão do tempo e de importância fundamental para estudos regionais de apoio ao combate a incêndios florestais, potencial em energia eólica e na dispersão de poluentes atmosféricos, tanto em regiões costeiras como continentais.

Na maioria das campanhas não houve disponibilidade de equipamentos para observação da humidade relativa do ar em altitude o que teria sido útil na interpretação dos resultados para avaliar períodos com maior nebulosidade e altura das nuvens, um factor também determinante na hora de formação das brisas do mar. No entanto, em regra, através das observações visuais a nebulosidade é em geral fraca sendo mais frequente a formação de nevoeiros e neblinas matinais que condicionam particularmente a hora de início das brisas do mar.

A brisa de terra à superfície tanto nas observações como nas simulações é em geral pouco extensa no período de Verão, com penetração no mar pouco significativa, não ultrapassando uma ou duas dezenas de quilómetros e de curta duração, o que resulta da influência dos ventos predominantes de N e NW que se fazem sentir em Portugal Continental. A sua espessura não ultrapassa em média uma ou duas centenas de metros.

O contraste entre os valores registados da temperatura da água do mar em todo o Atlântico adjacente e as temperaturas do ar observadas nas campanhas, que em muitos dias do período do Verão são superiores a 30 a 35°C a 1,5 m de altura e 40 a 50°C junto ao solo durante o dia e, 15 a 20°C durante o período nocturno, condiciona o regime de ventos à superfície e na camada limite atmosférica. As temperaturas mais moderadas fazem-se sentir na faixa costeira, com temperaturas mais amenas e com consequências benéficas para a saúde pública e impacto na dispersão de poluentes atmosféricos, reduzindo em grande parte as elevadas concentrações nos locais de emissão e em centros urbanos.

---

Nas regiões do interior e no período de Verão são registadas inversões da temperatura do ar com a base à superfície e espessura da ordem de 300 m, com gradientes verticais da ordem de  $2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , que começam a ser destruídas logo a partir do início da manhã com o aquecimento da superfície terrestre, mantendo-se durante o dia o gradiente na camada superficial com valores da ordem do gradiente adiabático seco. Nas regiões costeiras são também observadas inversões da temperatura do ar em particular durante o período nocturno; e durante o dia gradientes verticais, frequentemente superadiabáticos, que chegam a atingir valores de  $-14^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , como resultado do sobreaquecimento da superfície terrestre e da massa de ar sobrejacente mais fria vinda do mar. As inversões da temperatura do ar com a base à superfície são significativamente mais acentuadas e de maior espessura nos dias mais frios e de céu limpo, casos registados na campanha meteorológica de Gondomar com valores da ordem de  $-2$  a  $-4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  e com espessuras da ordem de 400 a 500 m.

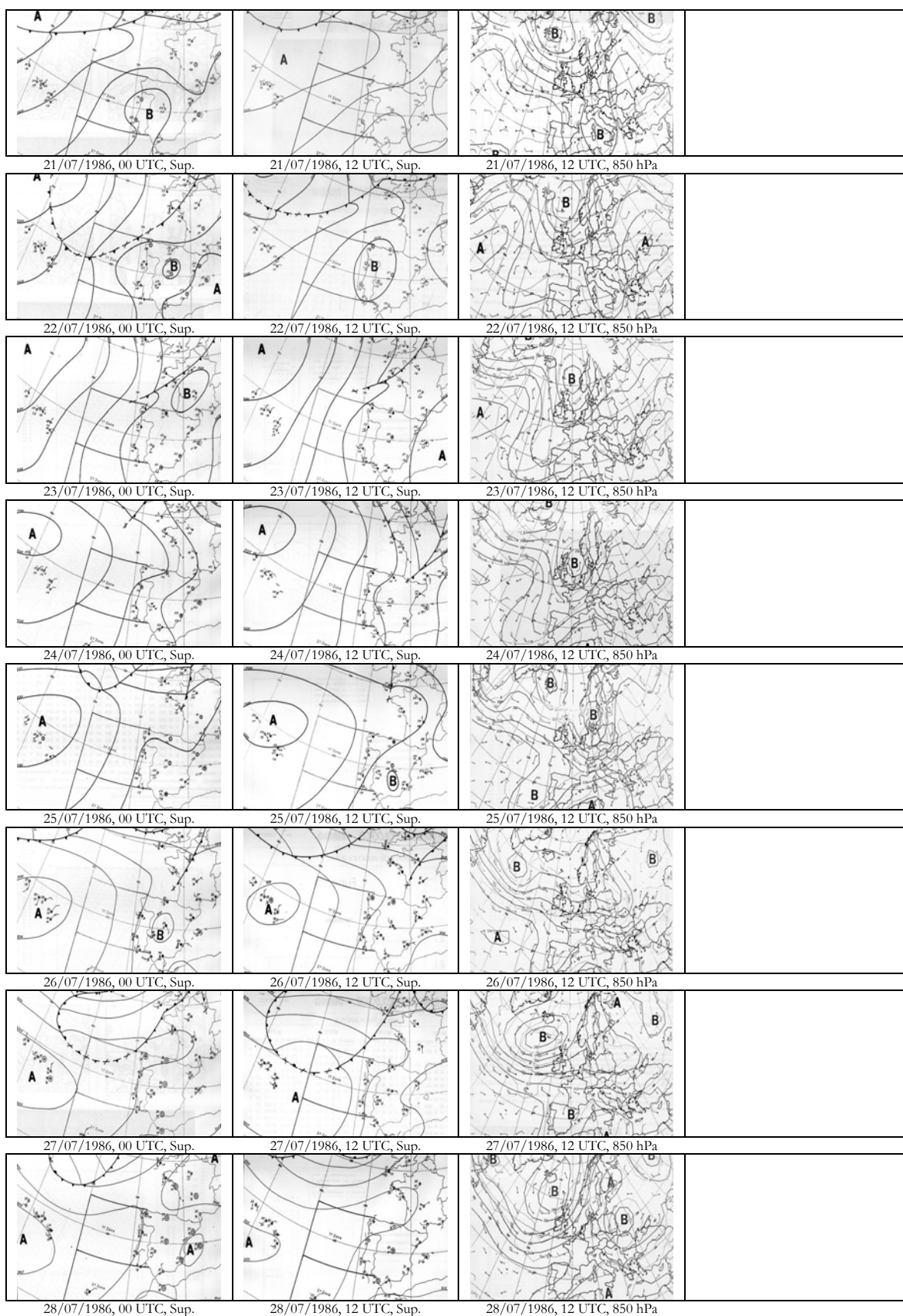
É de referir que a estrutura térmica na camada superficial e na baixa troposfera são significativamente bem simuladas com o modelo MM5, como foi demonstrado a partir dos perfis W-E e N-S (Cap. VI).

Como resultado das conclusões que foi possível obter das observações e das simulações, em particular com o modelo MM5, considera-se que foi um trabalho com relativo sucesso face aos sistemas observacionais utilizados. Reconhece que o estudo deste tema merece ser aprofundado recorrendo a novos sistemas e técnicas de observação que têm vindo a ser desenvolvidos e melhorados na última década, em particular os de observação remota, com o apoio indiscutível de modelos de mesoscala para melhorar o conhecimento das condições meteorológicas locais e regionais, pelo que se considera que há ainda muito mais a fazer e a explorar cientificamente neste domínio.

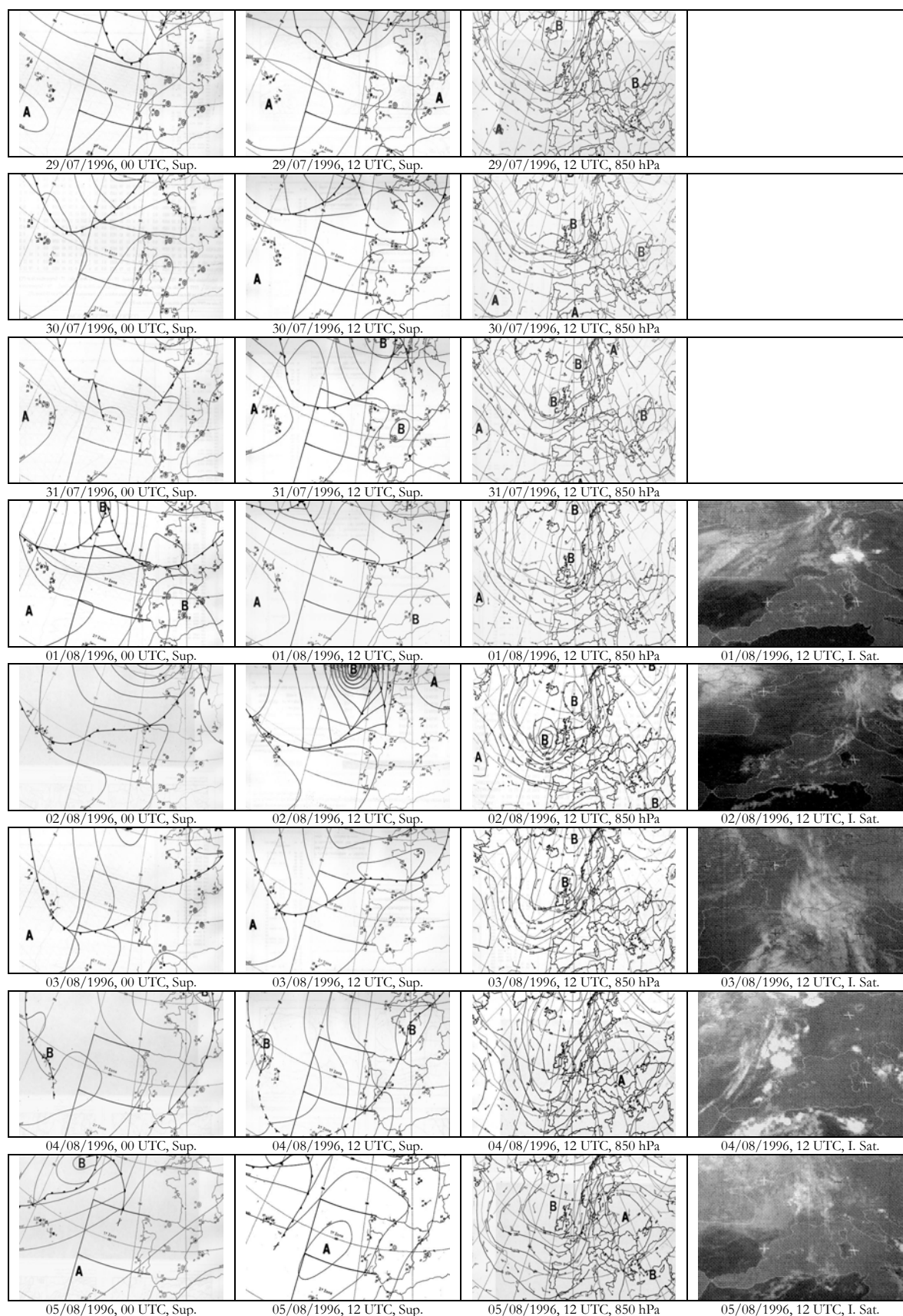
---

## Campanha Pego / Abrantes (21/07 – 28/07/1986)

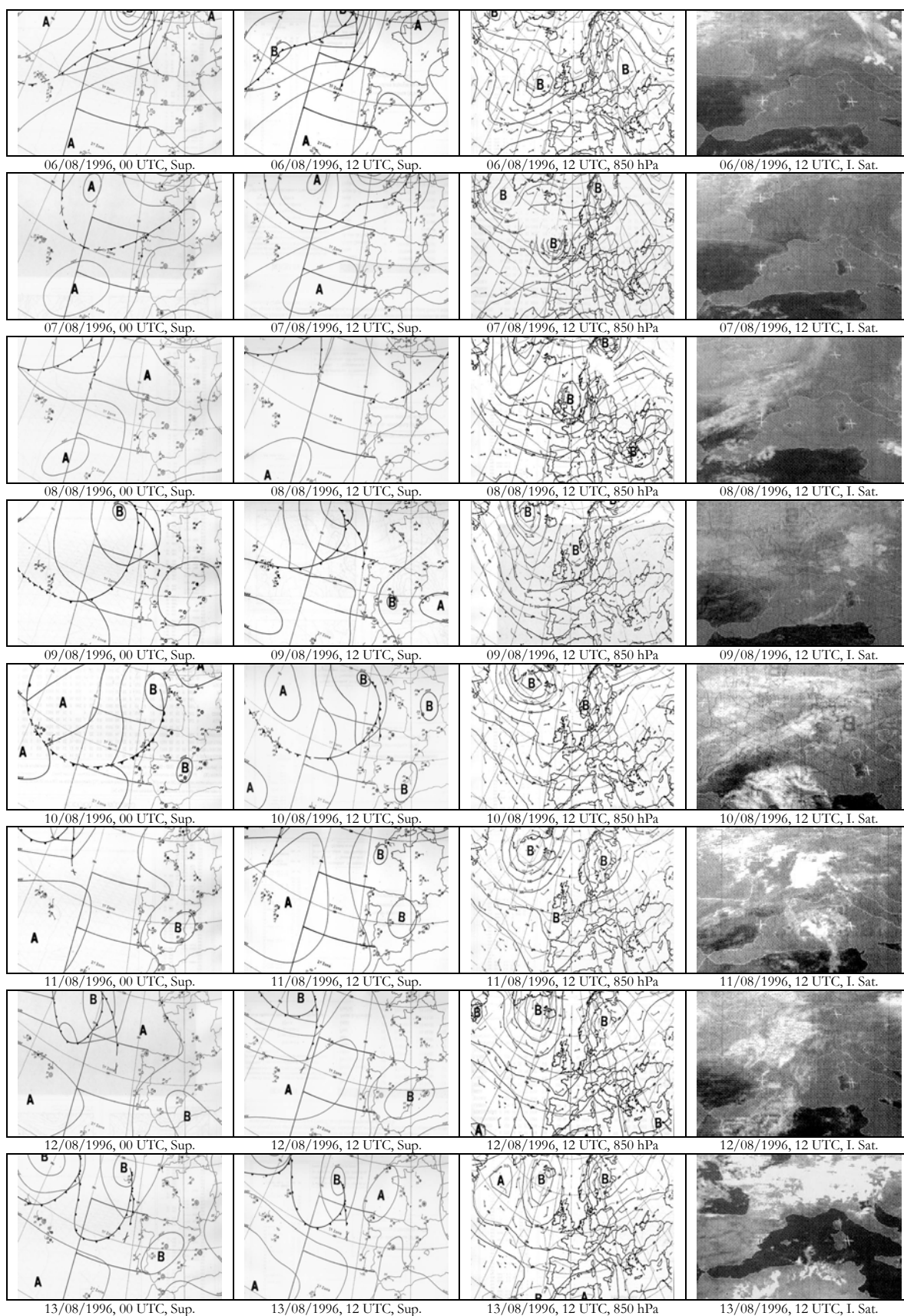
(UTC – Tempo Coordenado Universal), (Sup – Superfície), (850 hPa – nível isobárico de 850 hPa), (I. Sat. – imagem de satélite METEOSAT)



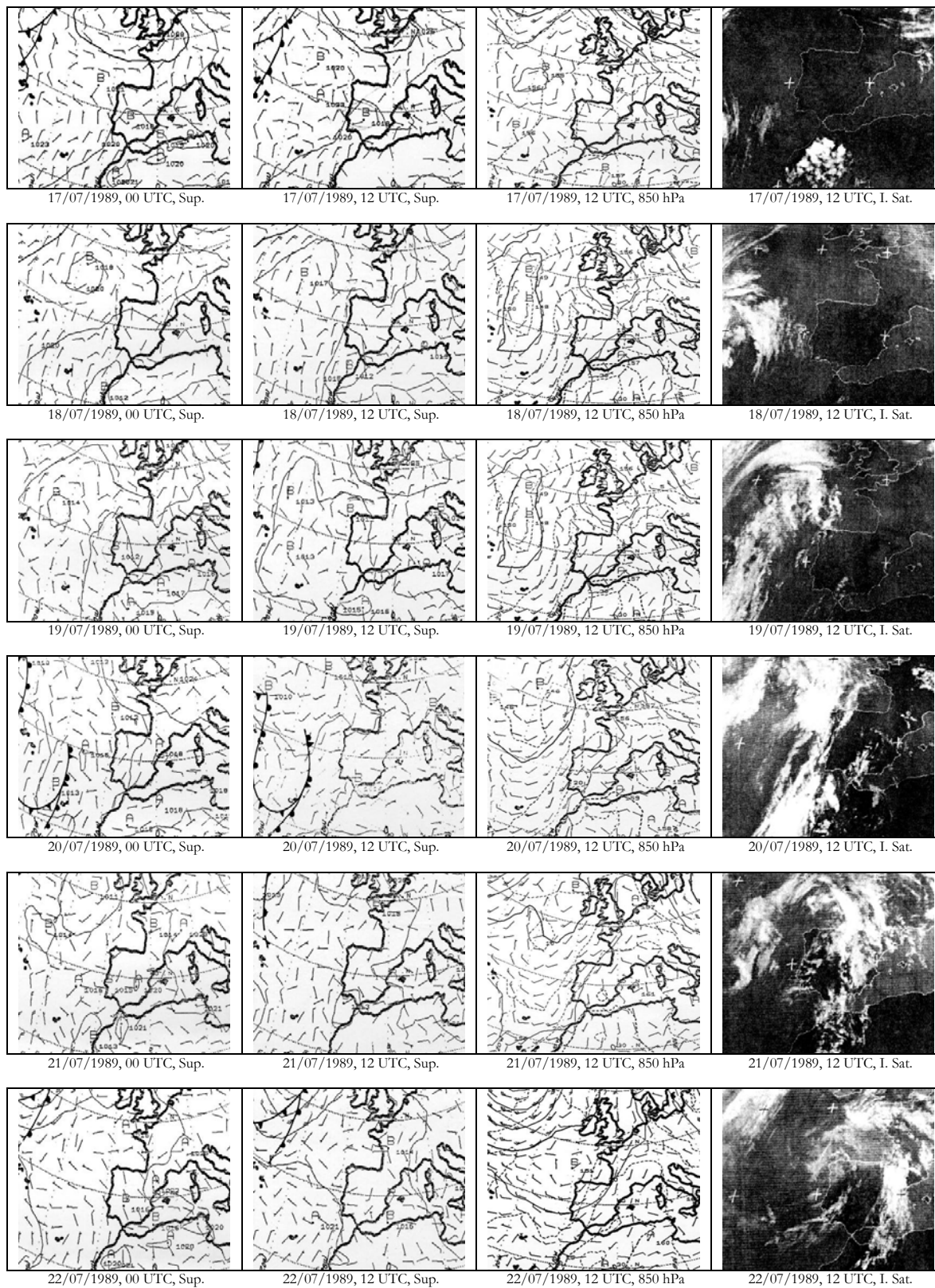
## Campanha Pego / Abrantes (29/07 – 05/08/1986)



## Campanha Pego / Abrantes (06/08 – 13/08/1986)

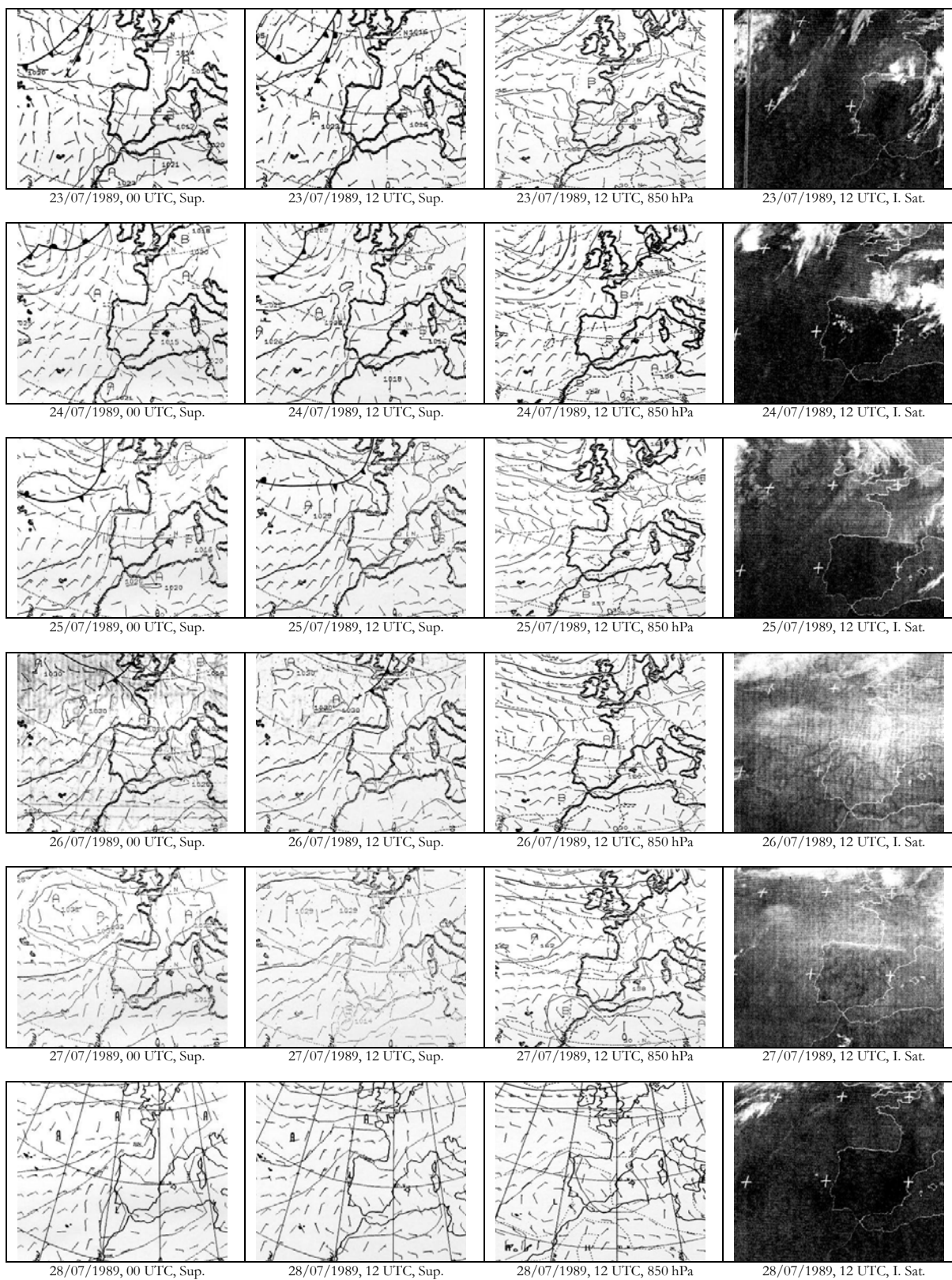


## Campanha Leirosa / Figueira da Foz (17/07 – 22/07/1989)



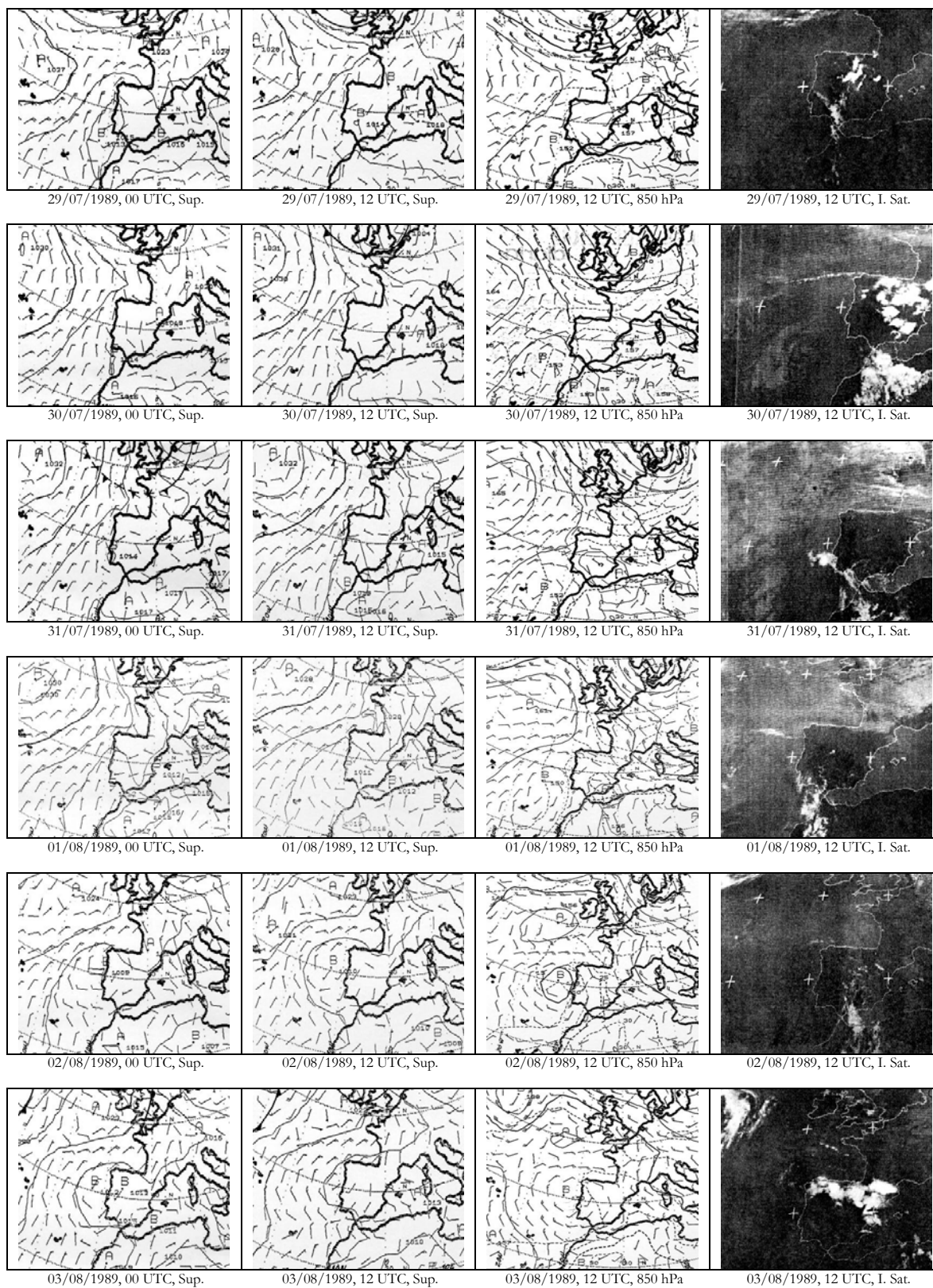


## Campanha Leirosa / Figueira da Foz (23/07 – 28/07/1989)

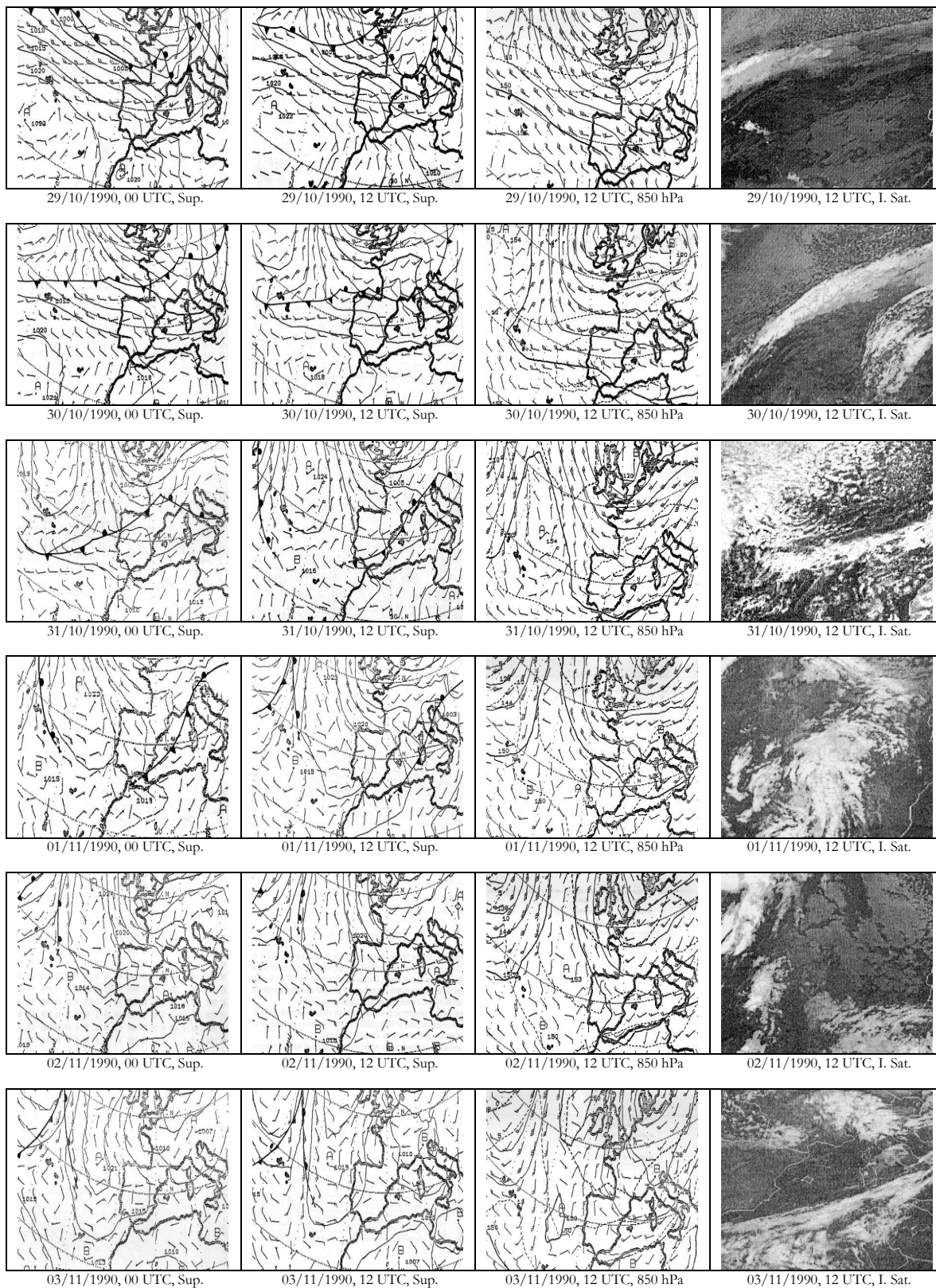




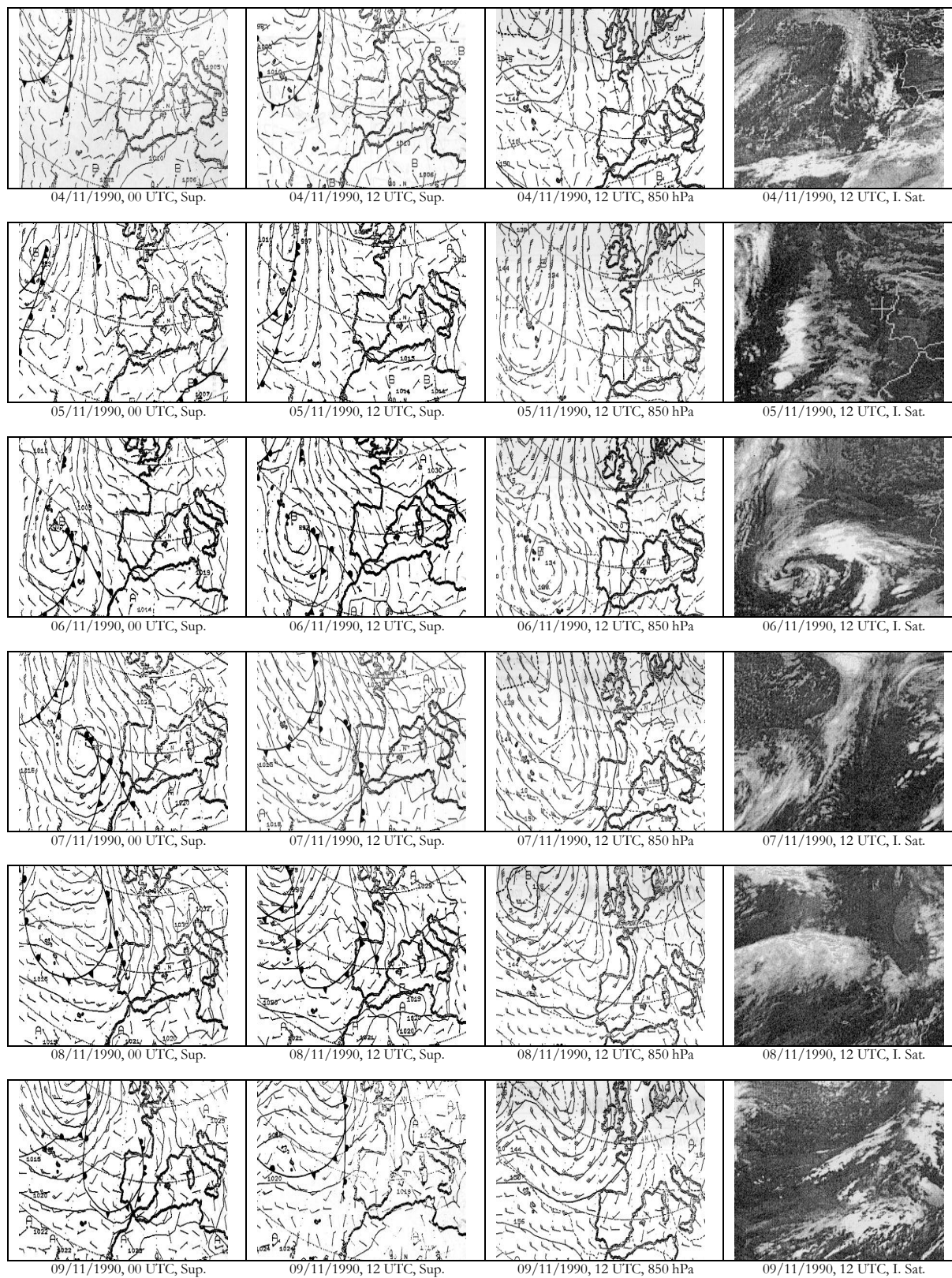
## Campanha Leirosa / Figueira da Foz (29/07 – 03/08/1989)



## Campanha Tapada do Outeiro / Gondomar (29/10 – 03/11/1990)

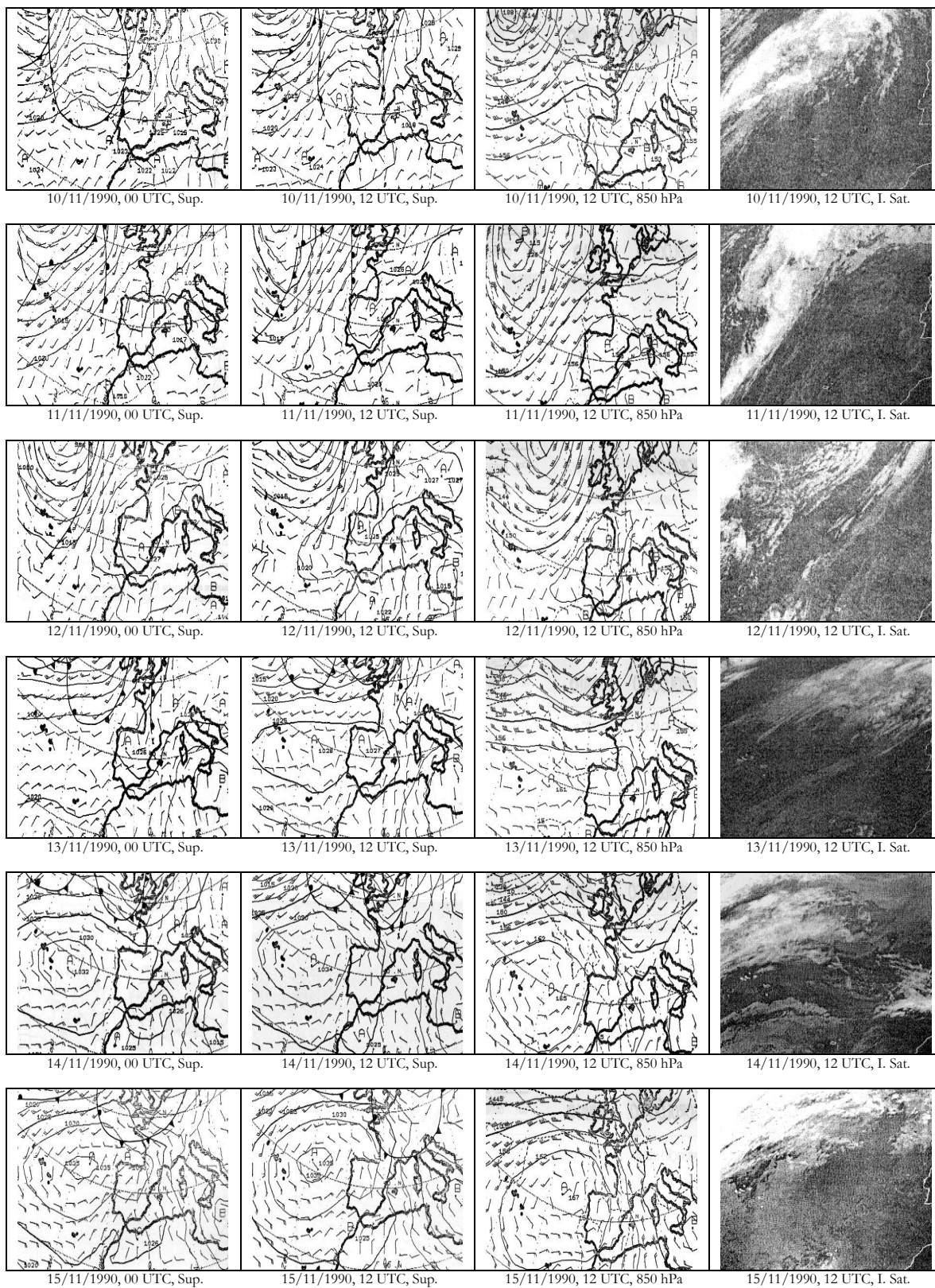


## Campanha Tapada do Outeiro / Gondomar (04/11 – 09/11/1990)

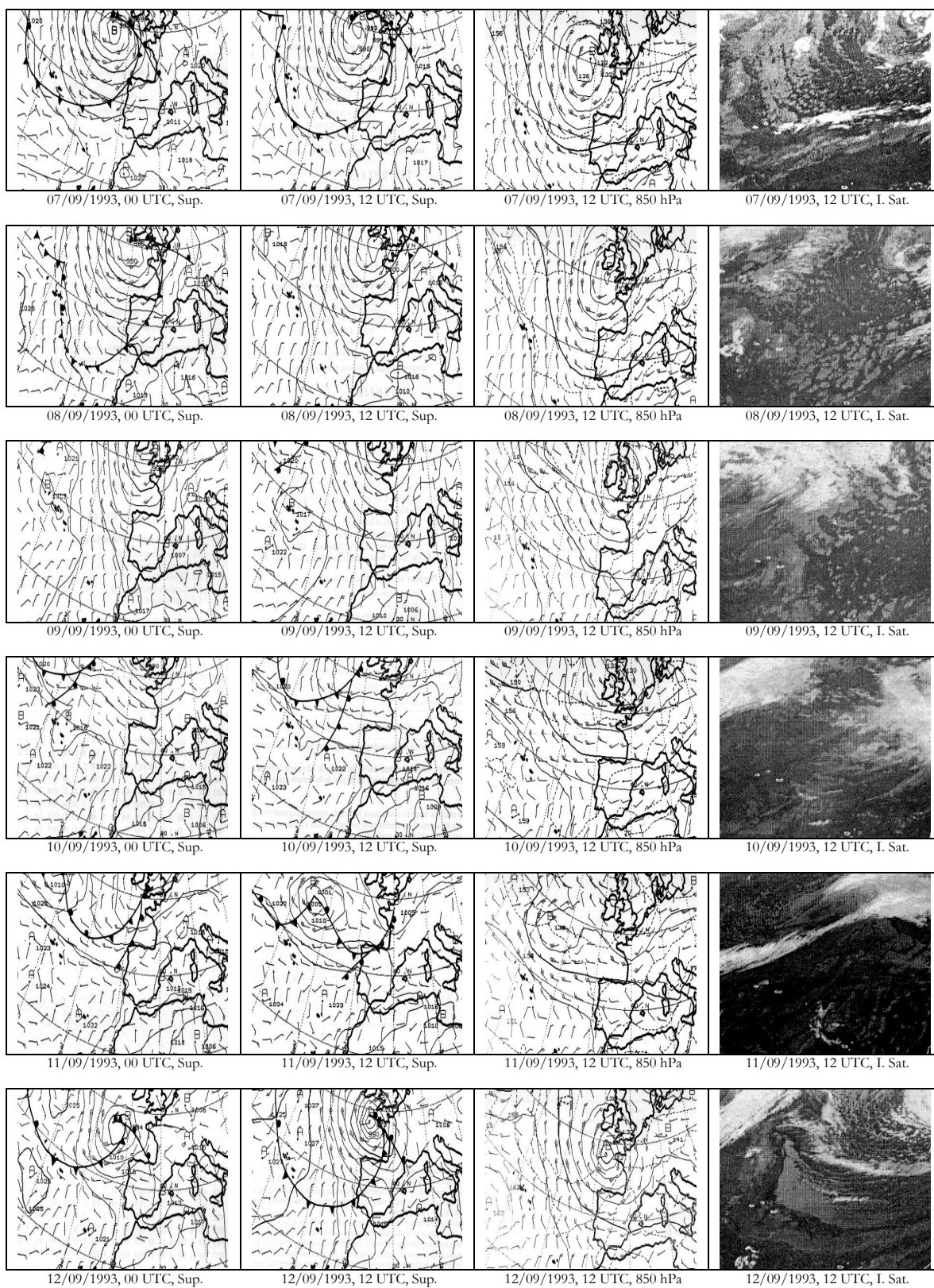




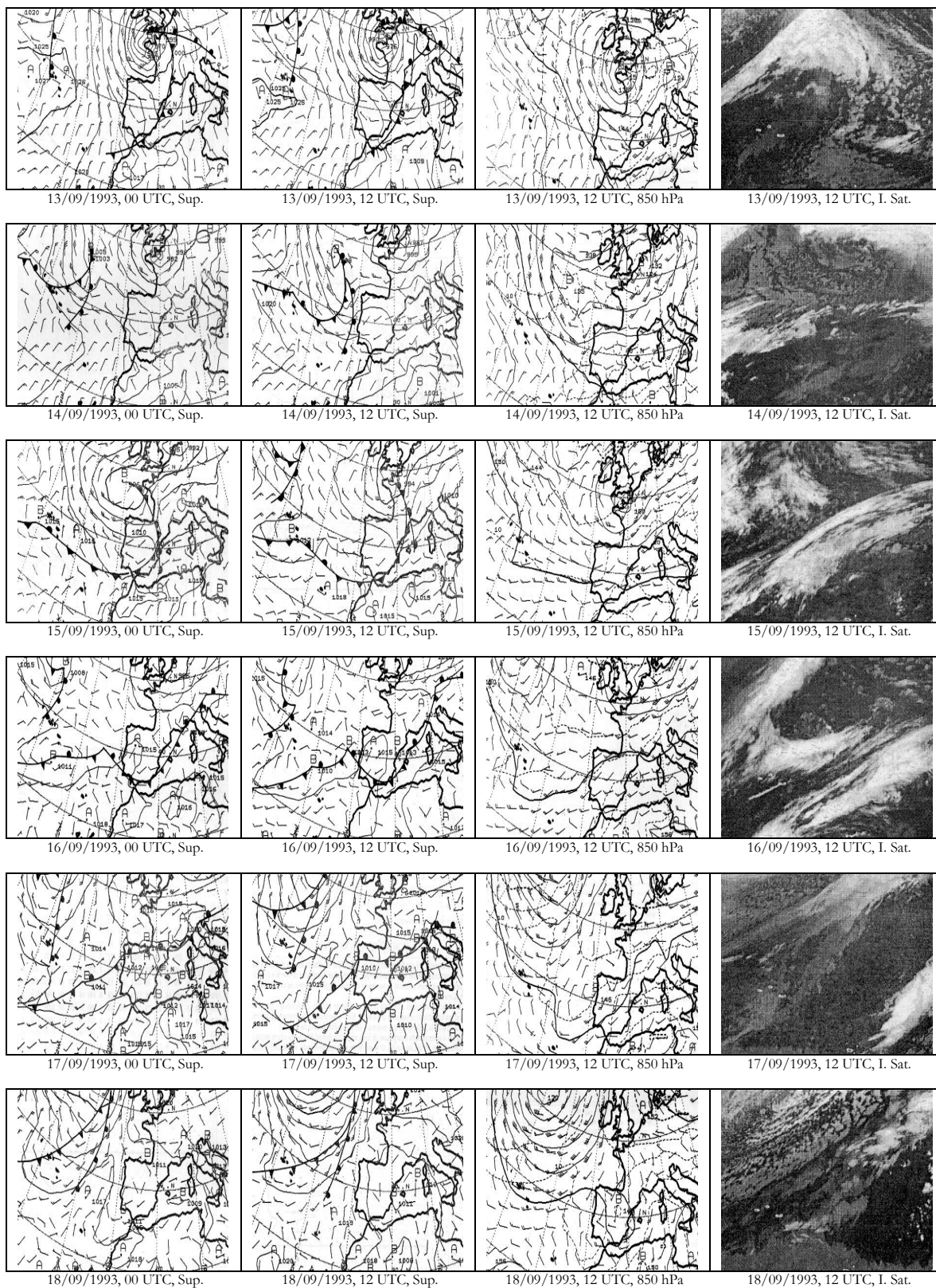
## Campanha Tapada do Outeiro / Gondomar (10/11 – 15/11/1990)



## Campanha Olhão / Estói (07/09 – 12/09/1993)

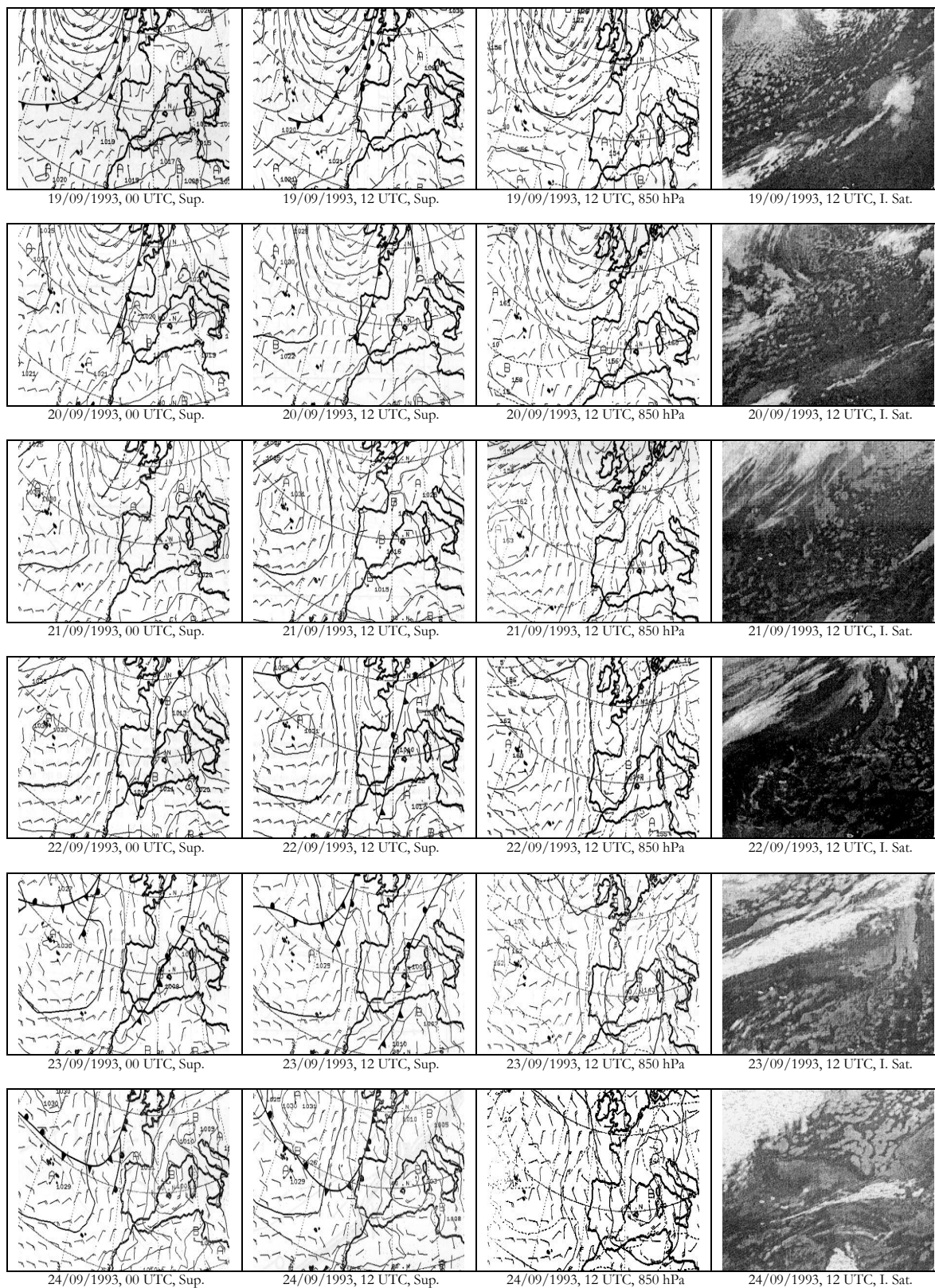


## Campanha Olhão / Estói (13/09 – 18/09/1993)



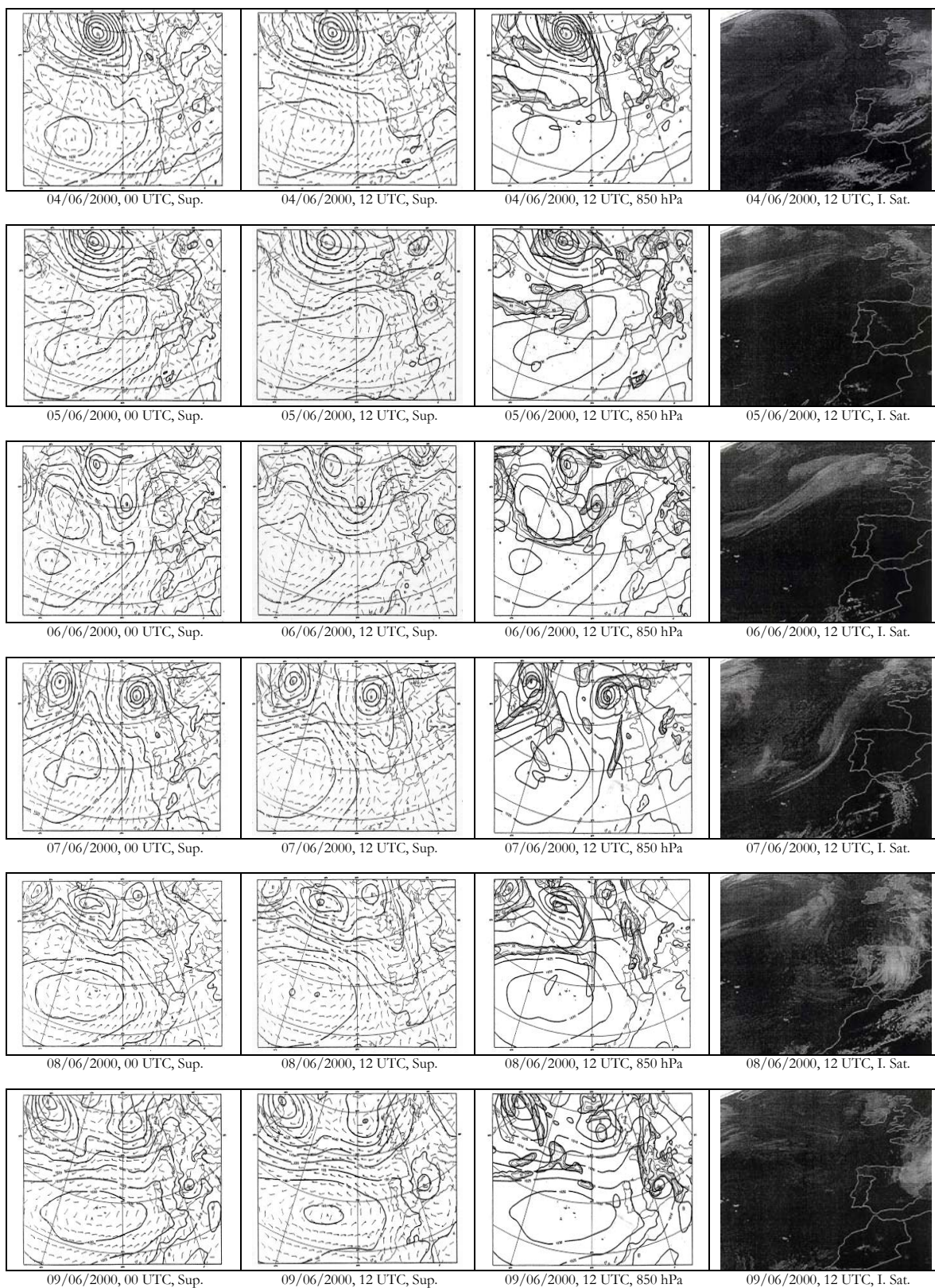


## Campanha Olhão / Estói (19/09 – 24/09/1993)





## Campanha CICLUS'2000, Lisboa/ Évora / Neves Corvo (04/06 – 10/06/2000)



## BIBLIOGRAFIA

- Alpert, P., V. Neumann, 1984, "On the enhanced smoothing over topography in some mesometeorological models", *B. L. Met.*, 30, p. 293-312.
- Anthes, R.A., 1974, "Data assimilation and initialization of hurricane prediction models", *J. Atmos. Sci.*, 31, p. 702-719.
- Anthes, R.A., 1977, "A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model", *Mon. Wea. Rev.*, 105, p. 270-286.
- Anthes, R.A., T. T. Warner, 1978, "Development of hydrostatic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies", *Mon. Wea. Rev.*, 106, p. 1045-1078.
- Anthes, R.A., Hsie, E.-Y. and Kuo, Y.-H., 1987, "Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4)", NCAR/TN-282+STR, NCAR.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974, "Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment", Part I, *J. Atmos. Sci.*, 31, p. 674-701.
- Asai, T., S. Mitsumoto, 1978, "Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation: A numerical experiment", *J. Met. Soc. Japan*, V.56, 6, p. 559-570.
- Baklanov, S.M., Joffre, M., Piringer, M., Deserti, D. R., Middleton, M., Trombou, A., Karppinen, S., Emeis, V., Prior, M. W., Rotach, G., Bonafé, K., Baumann-Stanzer, 2005, "Towards Estimating the Mixing Height in Urban Areas, Recent experimental and modelling Results from the COST 715 Action", *Boundary Layer Meteorology*, pp. 60.
- Bettencourt, M. L., 1975, "A pesca do atum e alguns aspectos da interacção oceano-atmosfera na região dos Açores, MEM221, RT1222", Serviço Meteorológico Nacional, pp., 64.
- Bezpalcova, K., Z Janour, V. Prior, C. Soriano, M. Strizik, 2002, "On Wind Velocity Profiles Over Urban Area", *International Environment and Pollution*, V. X, 10pp.
- Bornestein, R. D., 1975, "The two-dimensional URBMET urban boundary layer model", *J. Appl. Meteor.*, V. 14, p. 1459-1477.
-

- Bornestein, R. D., Robock, 1976, "Effects of variable and unequal time steps for advective and diffusion processes in simulations of the urban boundary layer", *Mon. Wea. Rev.*, V. 104, pp.206-267.
- Bornstein, R., P. Thunis, and G. Schayes, 1994, "Observation and simulation of urban-Topography Barrier effects on boundary Layer structure using the three-dimensional TVM/URBMET model", *Air Pollution Modeling and its Application*, V. X, p.101-108.
- Borrego, C., 1993, "Proposta ao PRAXIS do projecto nº PBIC/P/AMB/1692/93 - Ambiente Atmosférico em Zonas Costeiras: Avaliação da capacidade de carga do ecossistema".**
- Borrego, C., 1999, "Projecto AMAZOC, Relatório Científico Final, Contrato PRAXIS nº 3/3.2/AMB/38/94, Março 1997-Junho 1999, pp. 241.**
- Borrego, C, 1999, "Projecto AMAZOC, Publicações, Contrato PRAXIS nº 3/3.2/AMB/38/94, Março 1997-Junho 1999.**
- Borrego, C., 1999, "Projecto AMAZOC, Resumo executivo", Contrato PRAXIS nº 3/3.2/AMB/38/94, Março 1997-Junho 1999, pp. 25.**
- Briere, S., 1987, "Energetics of daytime sea breeze circulation as determined from a Two-Dimensional, Third-Order turbulence closure model", *J. Atmos. Sci.*, 44, Nº 11, p. 1455-1474.
- Carlson, T.N., and F.E. Boland, 1978, "Analysis of urban-rural canopy using a surface heat flux-temperature model", *J. Appl. Meteor.*, V. 17, p. 998-1013.
- Carvalho, R. A. C., 1988, "Estrutura da baixa troposfera em Lisboa", *Monografia de Meteorologia e Geofísica*.
- Carvalho, R. A. C., V. Prior, H. Lamelas, 1991, "Vento forte nas regiões costeiras de Portugal: frequência, duração e suas causas" *Seminário As zonas costeiras e os problemas Ambientais*, organizado pelo EUROCOAST, Aveiro, pp.184-210.
- Carvalho R., A., C.; V. Prior, L. F. Nunes, R. Salgado 1991, "Campanha de prospecção da baixa troposfera em cruzeiro oceanográfico, a sul dos Açores - 12 Julho-7Agosto de 1991"- *Inst. Met.*
- Carvalho, R. and Prior, V., 1991, "An observational system for the atmospheric boundary layer vertical structure research" - XX General Assembly IUGG - Vienna, 11-24, Aug. 1991.
- Cober, S.G., A. Tremblay, and G.A. Isaac, 1996, "Comparisons of SSM/I liquid water paths with aircraft measurements", *J. Appl. Meteor.*, V. 35, p. 503-551.
- Deardorf, J.W., 1972, "Parametrization of the planetary boundary layer for use in general circulation models", *Mon. Wea. Rev.*, V. 100, p. 93-106.
- Delsol, F., K. Miyakoda, and R.H. Clarke, 1971, "Parameterized processes in the surface boundary layer of an atmospheric circulation model", *Quart. J. R. Met. Soc.*, V. 97, p.181-208.
- Druilhet, A., H. Pages, J. Saissac, C. Allet, M. Ravant, 1982, "Étude expérimentale de la couche limite interne associée à la brise de mer", *B. L. Met.*, V. 22, p. 511-524.

- Druilhet, A., F. Said, P. Durand, 1985, “Dynamique de la Couche Limite Marine-Determination des conditions aux limites”, Proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Les Arcs, France, 16-20 Dec. 1985
- Durand, P., F. Said, A., Druilhet, 1985, “Methodes de mesures aeroportees appliqués a la determination des conditions aux limites sur la mer – experience Toscane”, Proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Les Arcs, France, p. 16-20.
- Durand, P., Druilhet, A., 1989, “A sea-land transition Observed during the COAST experiment”, J. Atmos. Sci.
- Durand P., B. Cros, 2004, “Une expérience d’étude de la pollution atmosphérique à l’échelle régionale – Le Programme Escompte” , CNRM ; La Météorologie, V. 44.
- Eisberg, R. M., 1961 “Fundamentals of Modern Physics”, John Wiley & Sons, Inc., N.Y.
- Fast, J. D., E. S. Takle, 1988, “Application of a Quasi-Nonhydrostatic parameterization for numerically modelling neutral flow over an isolated hill”, B. L. Met., V. 44, p. 285-304.
- Fiúza, A. F. G., 1978, “Introdução à Oceanografia, Parte I – O Ambiente Marinho”, Laboratório de Física, faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, pp. 226.
- Garrat, J. R., W. L. Physick, 1985, “The inland boundary layer at low latitudes: sea-breeze influences”, B. L. Met., V. 33, p. 209-231.
- Gordon A. McBean, 1972, “Instrument requirements for Eddy correlation Measurements”, J. App. Met., V. 11, p. 1078-1084.
- Grell, G. A., 1993, “Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization”, Mon. Wea. Rev., V. 121, p. 764-787.
- Grossi, P., J. M. Giovannoni, A. G. Russel, 1996, “Intercomparison of meteorological Models Applied to the Athens Area and the Effect on Photochemical Pollutant Predictions”, J. App. Met., V. 35, p. 993-1008.
- Haltiner, Martin, F., 1954, “Dynamical and Physical Meteorology”, pp. 470
- Hoke, J.E., and R.A. Anthes, 1976, “The initialization of numerical models by a dynamic initialization technique”, Mon. Wea. Rev., V. 104, p. 1551-1556.
- Holton, J.R., 2001, “An Introduction to Dynamic Meteorology”, Second Edition, pp. 391.
- Holworth, C. G., 1964, Estimatives of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. Mon. Wea. Rev., V. 92, p. 235-242
-

- Hugo A. Karman, Amauri P. Oliveira, 1977, "TVM – Tridimensional Vorticity Mode Model, Guia do usuário, Universidade de São Paulo, Brasil
- Hsu, S.A., 1974, "Experimental results of the Drag-Coefficient estimation for air-coast interfaces", B. L. Met., V. 6, p. 505-507.
- Ibarra, J. I., R L. Walko, W. A. Lyons, 1995, "Mesoscale Dispersion Modelling of the Iberian Thermal Low in Summer Time"
- Instituto de Meteorologia (1942), Valores médios dos elementos climáticos no período 1901-1930, Fasc. I.
- Instituto de Meteorologia, 1942, "O Clima de Portugal, Entre – Douro – E – Minho, Lisboa, Fasc. II.
- Instituto de Meteorologia, 1942, "O Clima de Portugal, Trás-os-Montes, Fasc. III.
- Instituto de Meteorologia, 1945, "Valores mensais e anuais dos elementos climáticos no período 1901-1930, Fasc. IV.
- Instituto de Meteorologia, 1946, "O Clima de Portugal, Beira, Lisboa, Fasc. V.
- Instituto de Meteorologia, 1950, "O Clima de Portugal, Estremadura, Ribatejo e Alto Alentejo, Fasc. VI.
- Instituto de Meteorologia, 1952, "O Clima de Portugal, Região Baixo Alentejo e Algarve, Lisboa, Fasc. VII.
- Instituto de Meteorologia, 1961, "O Clima de Portugal, Região de Lisboa – Santarém, Lisboa, Fasc. XVI.
- Instituto de Meteorologia, 1988, "Normais climatológicas da região de Ribatejo e Oeste", Vol. 2, Fasc. XL, 2ª região.
- Instituto de Meteorologia, 1988, "Características do Clima da Costa de Portugal Continental de Interesse para a Navegação Marítima", Vol I, Fasc. XXXVII.
- Instituto de Meteorologia, 1990, "Estatísticas climatológicas em Portugal Continental", Vol. I – Temperatura do ar, Fasc. XLVII.
- Kalnay, E., 1996, "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project" Bull", Amer. Meteor. Soc., V. 77, p. 437-471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S-K Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter 2002, "NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R - 2)", Bull. Atmosf. Met. Soc., p. 1631-1643.
- Kuo, H.L., 1974, "Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow", J. Atmos. Sci., V. 31, p. 1232-1240.
- Kuo, Y.-H., and R. A. Anthes, 1984, "Semiprognostic tests of Kuo-type cumulus parameterization schemes in an extratropical convective system", Mon. Wea. Rev., V. 112, p. 1498-1509.
- Liu, C. Y., W. R. Goodin, 1994, "An interactive Algorithm for objective wind field analysis", Monthly Weather Review, V. 104, p. 784-792.

- Mahrt, L., 1986, "On the shallow motion approximations", J. Atmos. Sci., V. 43, p. 1036-1044.
- Millán, M., M. J. Estrela, C. Badenas, 1998, "Meteorological processes relevant to forest fire dynamics on the Spanish Mediterranean Coast", A. Met. Soc., p. 83-100.
- Millán, M., 1995, "Air Pollution Research Report 44, Mesometeorological Cycles of air Pollution in the Iberian Peninsula" CEAM, Valencia.
- Millán, M., R. Salvador, E. Mantilla, 1996, "Meteorology and photochemical air pollution in Southern Europe: experimental results from EC Research Projects", Atmospheric Environment, V. 30, p. 1909-1924.
- Miranda, P., 2001, "Meteorologia e Ambiente" Universidade Aberta, Lisboa, pp. 321.
- Nieuwstadt, F. T. M., 1981, "The Steady-State height and resistance laws of the nocturnal boundary layer: Theory compared with Cabauw observations", B. L. Met., V. 20, p. 3-17.
- Okamoto, M., E. K. Weeb, 1970, "The temperature fluctuations in stable stratification", Quarterly J. R. Met. Soc., V. 96, p. 591-600.
- Peixoto, A. P., Oort, R., 1999, "Physics of climate", AIP, American Institute of Physics, New York, p. 520.
- Pilinis, C., P. Kassomenos, G. Kallos, 1993, "Modeling of photochemical pollution in Athens, Greece. Application of the RAMS-CALGRID Modeling System", Atmospheric Environment, N. 4, p. 353-370.
- Prior V., R. A. C. Carvalho , 1998, "Portuguese Echsonde Experiments". 9th International Symposium on Acoustic remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans" Viena/Austria, Julho 1998, p. 298-301.
- Prior V, R. A. C. Carvalho, Orgaz M. D. M., 1999, "Meteorological Observational System for Boundary Layer Research". International Congress of Biometeorology and International Conference on Urban Climatology, Sydney /Austrália, Nov.99 (selected paper from the Conference ICB-ICUC'99), p.529 534.
- Prior V., R. A. C. Carvalho, 2000, "SODAR and WP Portuguese experience" 9<sup>th</sup> International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST RADAR – MST9 Combined with COST76 Final Profiler Workshop. Toulouse/França, Março 2000, p. 75-76.
- Prior V., 1998, "Estrutura termomecânica da baixa troposfera na região da grande Lisboa", Tese de Mestrado, 117pp.
- Ramis, C, R. Romero, 1995, "A first numerical simulation of the development and structure of the sea breeze on the island of Mallorca", Annales Geophysicae, V. 13, p. 981-994.
- Riccio, A., 1996, "The application of TVM in Neapolitan Area - June 1996, Second TVM, Users' meeting", JRC-Ispira, Jun. 17-18, 1996.
-



- Romero, R., C. Ramis, 1996, "A numerical study of the transport and diffusion of coastal pollutants during the breeze cycle in the Island of Mallorca", *Annales Geophysicae*, V. 14, p. 351-363.
- Romero, R., C. Ramis, S. Alonso, C. A. Doswell III, D. J. Stensrud, 1998, "Mesoscale Model Simulations of three heavy precipitation events in the western Mediterranean region", *Mon. Wea. Rev.*, V. 126, p. 1859-1881.
- Rotach, M. W., E. Batchvarova, R. Berkowicz, J. Brechler, Z. Janour, D. Middleton, V. Prior, C. Sacré, C. Soriano, 2000, "Wind Input data for Urban dispersion modeling – Activities of working Group I within COST 715", Third Symposium on Urban Environment, American Meteorological Society" Davis, California, Aug. 2000.
- Rotach, M. W., E. Batchvarova, R. Berkowicz, J. Brechler, Z. Janour, D. Middleton, V. Prior, C. Sacré, C. Soriano 2000b, "Wind Input data for Urban dispersion modeling – Activities of working Group I within COST 715", Third Symposium on Urban Environment, American Meteorological Society. Aspen, CO.
- Rotach, M. W., E. Batchvarova, R. Berkowicz, J. Brechler, Z. J. Janour, P. Kastner-Klein, D. Middleton, V. Prior, C. Sacré, C. Soriano, 2001, "Wind input data for urban dispersion modelling" Published by European Commission under COST 715 as report EUR 19446, pp.77-86.
- Said, F., P. Durand, B. Koehler, A. Druilhet, 1985, "Analyse des mesures aéroportées dans la couche limite marine au cours de l'exoerience Toscane", Proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Les Arcs, France, 16-20 Dec. 1985.
- Salgado, R., 1992, "Estudo e Simulação da Brisa do Mar, Aplicação à Costa Ocidental de Portugal", relatório de estágio profissionalizante" FCUL
- Santos, E., P., 1974, "Meteorologia", 2<sup>a</sup> edição, Porto.
- Schayez, G., P. Thunis, 1990 "The Three –dimensional Mesoscale Model in Vorticity Mode (TVM)". Contribution N° 60, Institut d'Astronomie et de Geophysique Georges Lmaitre. Université Catholique de Louvain. Louvain-la-Neuve, Belgium. 42pp.
- Schayes, G., P. Thunis, R. Bornstein, 1994, "Development and Implementation of the Topographic Vorticity - Mode Mesoscale (TVM) Model: PART I-Formulation", *Mon. Wea. Rev.*
- Schayez, G., P. Thunis, R. D. Bornstein, 1996, "Topographic Vorticity-Mode Mesoscale (TVM) Model. Part I: Formulation", *J. Appl. Met.*, V. 35, p. 1815-1823
- Schayes, G., 1996, "The Physical Package of TVM - Second TVM, Users' meeting", JRC-Ispira, Jun. 17-18, 1996.
-

- Sitaraman, V., 1970, "Spectra and cospectra of turbulence in the atmospheric surface layer", Q. J. R. Met. Soc., 96, V. 410, p. 744-749.
- Sivaramakrishnan, T. R., P. S. P. Rao, 1989, "Sea-Breeze features over Sriharikota, India", Meteorological Magazine, V. 118, p. 64-67.
- Soriano, C., E. Batchvarova, R. Berkowicz, J. Brecheler, Z. Janour, P. Kastner-Klein, D. Middleton, V. Prior, M. W. Rotach, C. Sacré, J. M. Baldasano, 2002, "Comparison of Urban and Rural Wind speeds". Published by European Commission under COST 715 as report EUR 20355, p. 41-50.
- Taylor, J., J. Warner, N. E. Bacon, 1970, "Scale length in atmospheric turbulence as measured with an aircraft", Q. J. R. Met. Soc., V. 96, p. 750-755.
- Teixeira, J., J. P. Ferreira, P.M.A. Miranda, T. Haack, J. Doyle, A.P. Siebesma and R. Salgado, 2004, "A new mixing length formulation for the parameterization of dry convection: Implementation and evaluation in a mesoscale model", Mon. Wea. Rev., V. 132, p. 2698-2707.
- Thunis, P., P. Grossi, G. Schayez, 1996, "Topographic Vorticity Mode Mesoscale (TVM) Model. Part II: Evaluation", J. Appl. Met., V. 35, p. 1824-1834.
- Tullot, I. F., 1983, Climatología de España y Portugal, INM, 296pp.
- Uno, S. W., H. Ueda, 1988, "An observational study of the structure of the nocturnal urban boundary layer", B. L. Met., V. 45, p. 59-82.
- Venkatram, A., 1980, "Estimating the Monin-Obukhov length in the stable boundary layer for dispersion calculations", Boundary Layer Meteorology, V. 19, p. 481-485.
- Veltishchev, N. F., 1970, "Mesometeorology and Short-range forecasting lecture notes and students workbook for training Class I and Class II Meteorological Personnel, WMO.
- Yamasaki, Y., 2006, "Sistemática das Estimativas da Água Precipitável e Modelos de Mesoscala", Ph.D Thesis, Universidade de Aveiro, Portugal, 230pp.
- Weijers, E., P., A. Van Delden, H. F. Vugts, A. G. C. A. Meesters, 1995, "Characteristics of convective turbulence in the surface layer investigated by principal components analysis", J. App. Met., V. 34, 2, p. 528-541.
- Wilks, D.S., 1989, "Conditioning stochastic daily precipitation models on total monthly precipitation", Water Resources Res., V. 25, p. 1429-1439.
- Wischmeier W.H. and Smith D, 1978, "Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning", USDA-ARS Agriculture Handbook N° 537, Washington DC. 58pp.
- WMO, 1966, "Technical note N° 77, Lower troposphere soundings" Geneve, pp. 33.
- WMO, 1979, "Compendium of Meteorology", Vol II, Part3, WMO-n°364, Geneve, pp. 121.
-

- WMO, 1983, "Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation", WMO-nº 8. TP.3. Geneve, pp. 131.
- Zalesak, S. T., 1979, "Fully multidimensional flux corrected transport for fluids", J. Comput. Phys., V. 31, p. 335–362.
- Zhang, D.-L., and R. A. Anthes, 1982, "A high-resolution model of the planetary boundary layer—Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data", J. Appl. Met., V. 21, p.1594–1609.
- Zhang, D-L., H.-R. Chang, N.L. Seaman, T.T. Warner, and J.M. Fritsch, 1986, "A two-way interactive nesting procedure with variable terrain resolution", Mon.Wea. Rev., V. 114, p. 1330-1339.
- Zhang, Y., and J. A. Smith, 2003, "Space-time variability of rainfall and extreme flood response in the Menomonee River basin", Wisconsin, J. of Hydromet., V. 4, p. 506–517.
-